

Instituut voor Cultuurtechniek en Waterhuishouding  
Wageningen

EEN NUMERIEKE OPLOSSING VAN DE PARAMETERS  
IN DE WATERBALANSVERGELIJKING

II

G.W. Bloemen, ing.

Nota's van het Instituut zijn in principe interne communicatiemiddelen, dus geen officiële publikaties.

Hun inhoud varieert sterk en kan zowel betrekking hebben op een eenvoudige weergave van cijferreeksen, als op een concluderende discussie van onderzoeksresultaten. In de meeste gevallen zullen de conclusies echter van voorlopige aard zijn omdat het onderzoek nog niet is afgesloten.

Bepaalde nota's komen niet voor verspreiding buiten het Instituut in aanmerking



## I N H O U D

	Blz.
1. INLEIDING	1
2. WIJZIGINGEN EN AANVULLINGEN OP HET BESTAANDE WATERBALANS-MODEL	2
a. Principe van een alternatieve afvoerfunctie	2
b. Berekening van verschil tussen stationaire en niet-stationaire afvoer	6
c. Een alternatieve afvoerfunctie	9
d. De eigenschappen van de leiding	10
e. Berekeningsschema van een afvoermodel	11
f. De parameteroplossingen	15
3. STATISTISCHE BEOORDELING VAN DE VEREFFENINGSRESULTATEN	16
a. De aanpassing tussen berekende en gemeten afvoeren	16
b. Test op de significantie van parameteroplossingen door een inductieve berekening	20
c. Test op de significantie van parameteroplossingen door niet-inductieve berekening	23
4. AFVOERFREQUENTIES	24
a. De berekening van afvoerfrequenties met het afvoermodel	24
b. Noodzakelijke voorbereidingen voor de berekening	27
c. Berekende afvoerfrequenties op een aantal meetpunten in Salland	30
d. De betrouwbaarheid van frequenties van berekende afvoeren	32
5. SLOTOPMERKINGEN	36
6. LITERATUUR	38



## 1. INLEIDING

In een vroegere beschouwing over de numerieke oplossing van de parameters in een waterbalansmodel op basis van gemeten grondwaterstanden werd opgemerkt dat variabele grootheden, die met het model kunnen worden berekend en die tevens zijn gemeten, kunnen dienen als vereffeningscriterium (BLOEMEN, 1972). Ook de op een meetpunt waargenomen afvoer zal als vereffeningscriterium voor het waterbalansmodel kunnen worden gebruikt. In het ene geval wordt de rekencyclus in een ander stadium dan in het andere geval onderbroken voor de berekening van de functiewaarde van het model. Dit is de som van de kwadratische verschillen tussen de berekende en de gemeten grootheid, die als criterium wordt gebruikt. In het ene geval wordt deze functiewaarde  $F^2$  berekend als:

$$F^2 = \sum_{i=1}^n (W_i^x - W_i)^2 \quad (1)$$

waarin  $W_i^x$  de gemeten en  $W_i$  de berekende grondwaterdiepte voorstelt. In het andere geval is de functiewaarde

$$F^2 = \sum_{i=1}^n (A_i^x - A_i)^2 \quad (2)$$

waarin  $A_i^x$  de berekende afvoer en  $A_i$  de gemeten afvoer voorstelt.

De volgende beschouwingen hebben betrekking op de numerieke oplossing van de parameters in een waterbalansmodel met de functiewaarde volgens verg. (2) als te minimiseren grootheid. Het eerder besproken waterbalansmodel is hiertoe op verschillende punten veranderd of uitgebreid. Een alternatieve afvoerfunctie wordt geïntroduceerd ter-

wijl wordt getracht om de invloed van de eigenschappen van de leiding, waarin de afvoer is gemeten, in het model een plaats te geven. Tenslotte is aangegeven hoe met het model een frequentieverdeling van de afvoer op een meetpunt kan worden gemaakt.

De afvoergegevens, die in de volgende beschouwingen zijn gebruikt zijn door de Provinciale Waterstaat van Overijssel, het Instituut voor Cultuurtechniek en Waterhuishouding en de Afdeling Speurwerk van de N.V. Heidemaatschappij Beheer in de Waterschappen Salland en Bezuiden de Vecht verzameld. Het betreft hier meetpunten, waar het beekpeil werd geregistreerd, en waarvan de gegevens beschikbaar en voor bewerking volledig genoeg waren.

De grondwaterstanden zijn afkomstig van het Archief van Grondwaterstanden. De neerslagcijfers zijn door het K.N.M.I. verzameld.

## 2. WIJZIGINGEN EN AANVULLINGEN OP HET BESTAANDE WATERBALANSMODEL

### a. Principe van een alternatieve afvoerfunctie

In een waterbalansmodel met vijftien parameters dat op gegevens van grondwaterdiepte metingen voor hoge en middelhoge zandgronden in het oosten des lands werd toegepast was de afvoerfunctie:

$$A_k = b_0(S_1 - W_k) + b_1(S_1 - W_k)^2 + b_2(S_2 - W_k) + b_3(S_3 - W_k) \quad (3)$$

Deze functie was gebaseerd op de overweging dat bij stijgende grondwaterstanden een aantal steeds ondiepere drainageniveaus  $S_i$  aan de afvoer  $A_k$  gaat bijdragen. De constanten  $b_0$  en  $b_1$  hebben betrekking op de drainage naar greppels of sloten, de constanten  $b_2$  en  $b_3$  hebben betrekking op de drainage naar verder verwijderde leidingen.

De diepte van sloten en leidingen behoeft niet met de afstand tot het grondwaterstandsmeetpunt gecorreleerd te zijn. Een integratie van stromingen vanuit het grondwaterstandsmeetpunt zal grafisch bij benadering een vloeiende kromme opleveren. Schematisering hiervan tot drainage naar drie niveaus is willekeurig. Het heeft ook het belangrijke nadeel dat over het volledig traject van de grondwaterdiepte

die het gegeven geval te zien geeft, voldoende waarnemingen beschikbaar moeten zijn, om voor de parameters in de functies voor deze drie drainages de oplossing te kunnen vinden. Bovendien staan in verg. (3) de bij drainage gebruikelijke functies voor stationaire stroming. De grote verschillen die bij gelijke grondwaterdiepte in de afvoer kunnen voorkomen wijzen erop dat dit voor de afvoer bij hoge grondwaterstanden als fysisch concept onbevredigend is. Fig. 1, waarin de dagafvoervan een klein afvoergebied is uitgezet tegen de bijbehorende grondwaterstand op een meetpunt in dit afvoergebied, geeft hiervan een voorbeeld.

Wanneer de dagafvoer van een afvoergebied met het model wordt berekend dan moet de afvoerfunctie in het model betrekking hebben op de drainage binnen het afvoergebied. Bovendien moet de niet-stationaire afvoer worden verantwoord. Drainage naar buiten het afvoergebied krijgt de betekenis van positieve infiltratie, die in principe als onafhankelijke post op de waterbalans wordt verantwoord. Hetzelfde geldt voor mogelijkserwijs optredende negatieve infiltratie.

Gezocht is naar een alternatieve afvoerfunctie die gemakkelijk hanteerbaar is, zo weinig mogelijk parameters heeft en het aandeel van niet-stationaire stroming in de afvoer zo eenvoudig mogelijk beschrijft. Bovendien zou ook bij een wat beperkte variatie van de grondwaterdiepte in de waarnemingsperiode oplossing van alle parameters in de functie mogelijk moeten zijn. Er is een mogelijkheid om met inachtneming van het voorgaande de afvoer op eenvoudige wijze uit de grondwaterstanden te verklaren. Daartoe wordt op grond van bestaande theorieën (o.a. KRAYENHOFF VAN DER LEUR, 1958) ervan uitgegaan dat alleen wanneer aanvulling van het grondwater in evenwicht is met de drainage een vaste relatie kan bestaan tussen grondwaterstand en afvoer. Alleen bij deze zogenaamde stationaire toestand bestaat er loodrecht op sloten of drains een evenwichtig verval van de grondwaterpotentiaal. Hiermee wordt bedoeld dat de hoogte van het grondwater boven de drains of boven het slootpeil van de afstand tot drain of sloot afhankelijk is. De doorsnede van het freatisch vlak in deze oestand, loodrecht op drain of sloot, wordt hierna met evenwichtshangkromme aangeduid. Deze wordt verstoord als het grondwatervlak

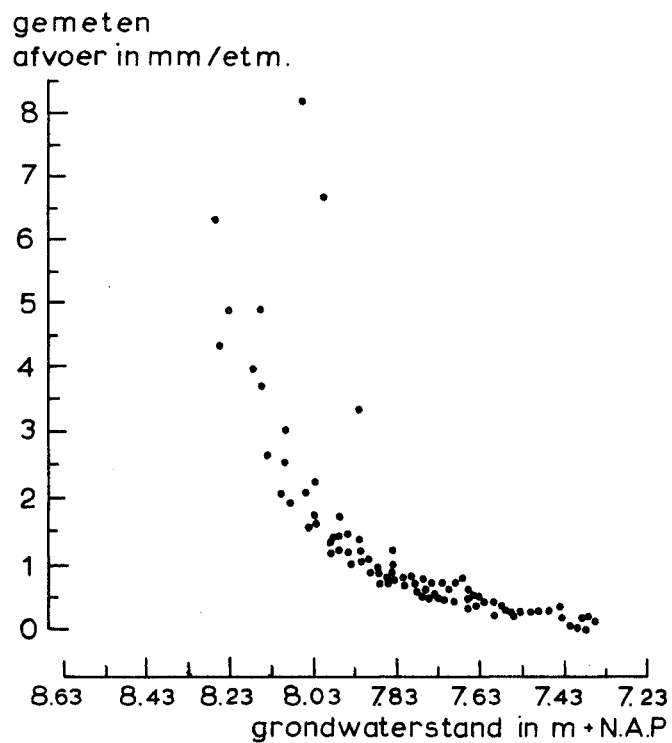


Fig. 1. De dagafvoer van een afvoergebied van 395 ha uitgezet tegen de grondwaterstand op een punt in dit afvoergebied, gemeten op dezelfde dagen. Maaiveldhoogte is 8,53 + NAP

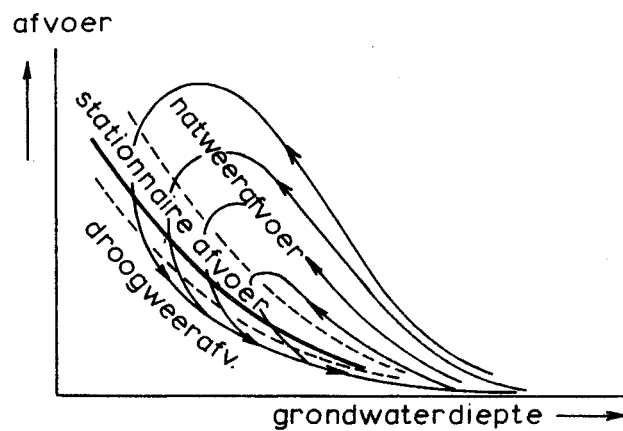


Fig. 2. De relatie tussen de afvoer en de grondwaterdiepte en -beweging, tijdens en voor of na regenval



door een neerslagoverschot wordt verhoogd. Men kan zich voorstellen dat deze verhoging in eerste instantie midden tussen de sloten en bij de sloten gelijk is als de neerslag gelijk verdeeld is en het bergend vermogen constant wordt verondersteld. Het grondwatervlak zal dus in eerste instantie gelijk aan zichzelf stijgen, terwijl de evenwichtshangkromme door een kortdurende versnelling van de afvoer dicht bij de sloot ten opzichte van de stationaire afvoer wordt hersteld. Deze versterkte afvoer, die gemakshalve als natweer-afvoer zal worden aangeduid, is groter dan in evenredigheid met het midden tussen de sloten gemeten potentiaalverval naar de sloot. Als de hoeveelheid neerslag die het grondwater bereikt afneemt, dan ontstaat op een bepaald ogenblik een statisch afstromingsevenwicht dat kan worden beschreven met de gebruikelijke functies voor stationaire stroming. Dat de afvoer kleiner kan worden dan de evenwichtsafvoer als de neerslag, die het grondwater bereikt, nog verder afneemt lijkt alleen verklaard te kunnen worden door eveneens een verstoring van de evenwichtshangkromme aan te nemen. Dicht bij de sloot zou een versterkte daling van het grondwatervlak kunnen optreden, die door toestroming van grotere afstand van de sloten wordt genivelleerd, wat tot gevolg heeft dat de afvoer kleiner is dan in evenredigheid met het midden tussen de sloten gemeten potentiaalverval naar de sloot. Deze afvoer wordt gemakshalve droogweer-afvoer genoemd. Natweer- en droogweer-afvoer zijn volgens de hiervoor gegeven veronderstellingen gebonden aan respectievelijk het optreden van stijging of daling van de grondwaterspiegel, dus aan bergingsveranderingen. Doordat neerslagoverschotten veel groter zullen kunnen zijn dan afvoeroverschotten zullen de afwijkingen van de droogweer-afvoer ten opzichte van de stationaire afvoer veel kleiner en minder variabel zijn dan die van de natweer-afvoer.

In fig. 2 is de relatie tussen natweer-afvoer, stationaire afvoer en droogweer-afvoer enerzijds en grondwaterdiepte en -beweging anderzijds schematisch weergegeven. In fig. 3 is de dagafvoer van een klein afvoergebied uitgezet tegen de hoogte van het grondwater op een meetpunt in dit afvoergebied ten opzichte van het peil in de leiding bij het afvoermeetpunt B. Dagen met stijgende en met dalende grondwaterstand zijn onderscheiden. De overeenkomst tussen het principe in fig. 2 en de gemeten werkelijkheid in fig. 3 is duidelijk. In par. 3d

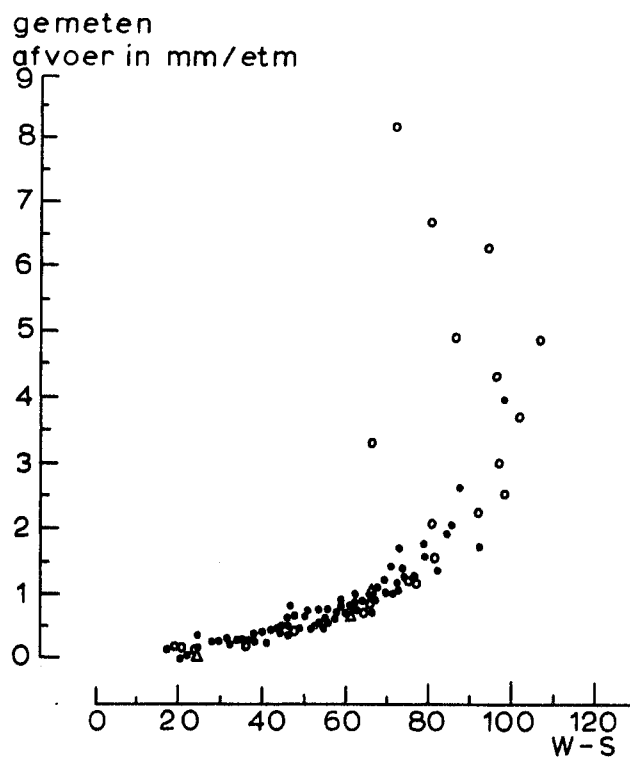


Fig. 3. De dagafvoer van een afvoergebied van 395 ha uitgezet tegen de hoogte van het grondwater op een meetpunt in dit gebied ten opzichte van het peil in de leiding bij het afvoer meetpunt ○ = dag met stijgende grondwaterstand  
meetpunt Δ = dag met onveranderde grondwaterstand  
meetpunt • = dag met dalende grondwaterstand

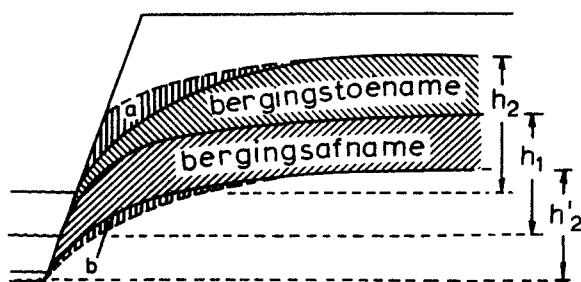


Fig. 4. Schematische voorstelling van de relatie tussen bergingsveranderingen en de afwijking van natweer- en droogweerafvoeren opzichte van stationaire afvoer  
a vergrote afvoer bij regenoverschot  
b verkleinde afvoer bij afvoeroverschot

komt dit meetpunt weer ter sprake.

b. Berekening van verschil tussen stationaire en niet-stationaire afvoer

In fig. 4 is schematisch aangegeven hoe het verschil tussen nat- of droogweer-afvoer en de stationaire afvoer verwant is met de bergingsveranderingen. Aangezien deze gepaard gaan met grondwaterstandsveranderingen moeten de verschillen tussen nat- of droogweer-afvoer en stationaire afvoer uit grondwaterstandsveranderingen kunnen worden berekend. Aangezien de niet-stationaire afvoer feitelijk als een randeffect wordt beschouwd moet een veronderstelling over de vorm van de evenwichtshangkromme worden gedaan. Aangenomen wordt dat deze tussen twee sloten de vorm van een halve ellips heeft. Als de hoogte van het grondwater  $W$  boven het vlak door het slootpeil verandert van  $h_1$  op tijdstip  $t_1$  naar  $h_2$  op tijdstip  $t_2$  dan is na herstel van de evenwichtshangkromme het oppervlak  $F$  van de verticale doorsnede van het grondwater boven het slootpeil, loodrecht op de sloten en tussen slootwand en het midden van het perceel veranderd met:

$$\Delta F = \frac{\pi \cdot l(h_2 - h_1)}{4} \quad (4)$$

In fig. 4 blijkt dat met  $l$  de halve afstand tussen twee sloten is bedoeld.

Aangezien in eerste aanleg het grondwatervlak overal even sterk stijgt of daalt zou het oppervlak van de hiervoor omschreven doorsnede van het grondwater veranderd kunnen zijn met

$$\Delta F = l(h_2 - h_1) \quad (5)$$

Als aangenomen wordt dat slootpeilen over het algemeen weinig variëren dan geldt bij benadering dat

$$h_2 - h_1 = W_1 - W_2 \quad (6)$$

Voor de afwijking  $\Delta A$  van de stationaire afvoer geldt dan de even-

redigheid

$$\Delta A :: 1(W_1 - W_2) - \frac{\pi \cdot 1(W_1 - W_2)}{4} \quad (7)$$

$$\Delta A :: (1 - \frac{\pi}{4}) \cdot 1 \cdot (W_1 - W_2) \quad (8)$$

Deze evenredigheid wordt omgezet in een gelijkheid door invoering van de bergingscoëfficiënt  $\mu$  zodat:

$$\Delta A = (1 - \frac{\pi}{4}) \cdot \mu \cdot 1 \cdot (W_1 - W_2) \quad (9)$$

of als gemiddelde dikte van de waterschijf over de afstand 1

$$\Delta A = (1 - \frac{\pi}{4}) \cdot \mu \cdot (W_1 - W_2) \quad (10)$$

Zou men voor de vorm van evenwichtshangkrommen een andere veronderstelling doen, dan verandert de factor  $(1 - \frac{\pi}{4}) = p$ , bijvoorbeeld bij een parabolische of sinusoidale vorm in  $p = (1 - \frac{2}{3})$  respectievelijk  $p = (1 - \frac{2}{\pi})$ .

Bij toenemende grondwaterdiepte zullen regen en verdamping de evenwichtshangkromme minder gaan verstoren. Het is niet aannemelijk dat deze beïnvloeding rechtlijnig afneemt en (10) kan daarom worden uitgebreid tot:

$$\Delta A = p \cdot e^{-\beta(\bar{W}-x)} \mu(W_1 - W_2) \quad (11)$$

Hierin is  $x$  de grondwaterdiepte waarop de beïnvloeding nog maximaal is en  $\beta$  is een constante  $\bar{W} = \frac{1}{2}(W_1 + W_2)$ :

Het is duidelijk dat in (11) de tijd onbepaald is en dat  $A$  moet worden omgerekend in meters per etmaal. Als de tijdstippen  $t_1$  en  $t_2$  waarop de grondwaterstanden  $W_1$  en  $W_2$  zijn gemeten worden uitgedrukt in etmalen na  $t_0$  dan kan  $\Delta A$  worden geschreven als:

$$\Delta A = \frac{p \cdot e^{-\beta(\bar{W}-x)} \mu(W_1 - W_2)}{t_2 - t_1} \quad (12)$$

Bij dagelijks gemeten grondwaterstanden kan worden aangenomen dat  $t_2 - t_1 = 1$  en kan (11) worden toegepast.

c. Een alternatieve afvoerfunctie

Hoewel Krayenhoff van der Leur uitgaat van een lineaire samenhang tussen stationaire afstroming en de hoogte van het grondwater boven het (constante) open waterpeil is op grond van diagrammen zoals in fig. 1 en 3 in de alternatieve afvoerfunctie de afvoer bij stationaire stroming berekend met de formule van Hooghoudt uit het gemiddelde van de verschillen  $h_i$  tussen de grondwaterstand  $W_i$  en de slootwaterstanden  $S_i$  op de tijdstippen  $t_1$  en  $t_2$ . Om bij grote grondwaterstandsveranderingen een te hoge stationaire afvoer als gemiddelde van twee punten op een kromme te voorkomen moet geïntegreerd worden en geldt dat:

$$A_{st} = \frac{\int_{h_1}^{h_2} (ah + bh^2) dh}{h_1 - h_2} \quad (13)$$

$h_1$  en  $h_2$  zijn het potentiaalverval van het grond- naar het slootwater en  $a$  en  $b$  zijn de uit de formule van Hooghoudt bekende drainageconstanten respectievelijk  $8kD/l^2$  en  $4K/l^2$ .

De alternatieve afvoerfunctie voor het waterbalansmodel wordt nu:

$$A = \frac{\int_{h_1}^{h_2} (ah + bh^2) dh}{h_1 - h_2} + p \cdot e^{-\beta(\bar{W}-x)} \mu(W_1 - W_2) \quad (14)$$

Hierin moeten  $a$ ,  $b$ ,  $\beta$  en  $x$  door vereffening worden gevonden. De bergingscoëfficiënt wordt berekend als een functie van de grondwaterdiepte.

Volgens Krayenhoff van der Leur verhoudt de stationaire afvoer

tot de droogweer-afvoer als  $\frac{12}{\pi^2} : 1$  dat is 1,22 : 1 of 1 : 0,82. Dit betekent dat de tweede term in (14) niet groter kan zijn dan 18 % van de eerste. Deze vaste verhouding zal optreden als geen aanvulling van het grondwater meer optreedt. In par. 3b blijkt hoe dit in het rekenmodel is verwerkt.

#### d. De eigenschappen van de leiding

De tegelijk met de gebiedsafvoer meeberekende grondwaterstanden zijn een soort gemiddelde voor het gehele afvoergebied en moeten als zodanig wel overeenkomst hebben met de grondwaterstanden die ergens in het gebied op een representatief punt zijn gemeten. In par. 5 wordt hierop verder ingegaan. Hiervan kan in beginsel gebruik worden gemaakt om de invloed van de stroming door de leiding op de drainageafvoer te bepalen. Tussen de plaats van afvoermeting en een punt ter hoogte van de grondwaterstandsmeting ontstaat een verval in de leiding, dat afhankelijk is van de grootte van de afvoer. Door de leidingwaterstanden  $S$  bij het afvoermeetpunt en de gemeten grondwaterstanden  $W$  ten opzichte van NAP aan te geven ontstaat de mogelijkheid om dit verval een plaats in het model te geven. Als namelijk  $h$  in (14) het potentiaalverschil tussen de slootstand en grondwaterstand ter hoogte van de grondwaterstandsbuis voorstelt dan wordt

$$h_i = W_i - S_i - V_i - Z \quad (15)$$

Hierin is  $V$  het verval in de leiding en  $Z$  is de onderbreking van dit verval als gevolg van de aanwezigheid van stuwen en overlaten tussen het afvoermeetpunt en het punt ter hoogte van de grondwaterstandsmeting. Zowel  $V$  als  $Z$  zijn een functie van de afvoer maar  $Z$  is in deze beschouwing behandeld als een constante.

Het verval  $V$  in de leiding kan als functie van de afvoer worden berekend uitgaande van de formule van Manning, zoals die door VISSER (1971) werd geschematiseerd tot

$$Q = K_m (0,49 + 0,8 B/D) D^{2,67} I^{0,5} \quad (16)$$

Hierin is Q de afvoer in m<sup>3</sup>/sec., K<sub>m</sub> is een wandruwheidscoëfficiënt, B is de bodembreedte van de leiding en D de waterdiepte in de leiding bij het afvoermeetpunt in meters, I is het verhang, berekend als het verval V gedeeld door de lengte L. Nu volgt

$$I^{0,5} = \frac{Q}{K_m (0,49 + 0,8 B/D) D^{2,67}} \quad (17)$$

$$V = L \left( \frac{Q}{K_m (0,49 + 0,8 B/D) D^{2,67}} \right)^2 \quad (18)$$

In (18) is L de afstand langs de leiding tussen het afvoerpunt en het grondwaterstandsmeetpunt en V is het verval over deze afstand.

In de formule van Manning staat de afvoer Q in m<sup>3</sup>.sec<sup>-1</sup>, terwijl in het waterbalansmodel de afvoer A wordt berekend in mm.etm<sup>-1</sup>.

Q kan uit A worden berekend als:

$$Q = \frac{0,116 \ 0}{1000} A \quad (19)$$

waarin O het oppervlak in ha van het afvoergebied is. Tenslotte kan D in (18) worden berekend als het verschil tussen de gegeven waterstand S in de leiding en de bodemhoogte H van de leiding ter plaatse van het afvoermeetpunt. Nu kan het verval V over de gegeven afstand L worden berekend als

$$V = L \left( \frac{0,000116 \ OA}{K_m \{ (0,49 + 0,8)/(S - H) \} (S - H)^{2,67}} \right)^2 \quad (20)$$

V wordt berekend in meters. De wandruwheidscoëfficiënt K<sub>m</sub> is onbekend en kan door vereffening van het model waarin (20) wordt opgenomen worden opgelost, evenals de constante Z.

#### e. Berekeningsschema van een afvoermodel

In bijlage 1 is het schema van het waterbalansmodel gegeven zoals dit voor de hiervoor beschreven aanpassing aan het gebruik van de afvoer als vereffeningcriteria wordt gemaakt. In het vervolg zal van

het afvoermodel worden gesproken.

Gegeven zijn voor t opeenvolgende dagen waarvan k de chronologische volgorde aangeeft

$N_k$  = gemeten dagneerslag in mm.etm<sup>-1</sup>

$E_{ok}$  = gemeten of berekende open waterverdamping in mm.etm<sup>-1</sup>

$A_k$  = gemeten dagafvoer in mm.etm<sup>-1</sup>

$S_k$  = gemeten peilhoogten bij het afvoermeetpunt in cm NAP

Verder zijn gegeven voor een aantal dagen waarvan i de chronologische volgorde aangeeft ( $i < t$ )

$W_i$  = gemeten ondiepe grondwaterstanden in het afvoergebied in cm ten opzichte van NAP

Verder moeten de volgende grootheden bekend zijn:

B = bodembreedte van de leiding in meters

H = bodemhoogte van de leiding bij het afvoermeetpunt, in cm + NAP

L = afstand tussen het afvoermeetpunt en het grondwaterstandsmmeetpunt, gemeten langs de leiding in meters

M = maaiveldhoogte bij het grondwaterstandsmmeetpunt in cm + NAP

O = oppervlakte van het afvoergebied in ha

p = keuzefactor tussen 0,215 en 0,365

Y = keuzefactor

Het model berekent voor de opeenvolgende dagen dat  $k > 1$  de grondwaterstand  $W_k^x$  en de afvoer  $A_k^x$ . Alleen voor de eerste dag ( $k = 1$ ) worden als beginwaarden de gemeten grondwaterstand en afvoer genomen.

De berekening begint met een test op de mogelijkheid dat de dagelijkse verdamping  $E_k$  berekend kan worden als een functie van de open waterverdamping  $E_o$  volgens

$$E_k = gE_{ok} \quad (21)$$

In dat geval wordt in de functie voor de berekening van de vochtspanning  $\Psi$  met de van een formule van Rijtema afgeleide functie (VISSER, 1969):

$$\Psi_k = \frac{1}{-\alpha} \ln \left\{ 1 - e^{-\alpha z} \left( 1 + \frac{V_c}{K_o} \right) \right\} \quad (22)$$



waarin  $V_c = E_k$ , het tussen grote haken geplaatste deel ( $= T_k$ ) positief.  $\alpha$  en  $K_0$  zijn onbekende parameters. De  $\Psi_k$  wordt berekend als het verschil tussen de maaiveldhoogte  $M$  en de stijghoogte  $W$  van het ondiepe grondwater, verminderd met de diepte onder maaiveld waarvoor men de vochtspanning wil kennen.

Als  $\Psi_k$  niet imaginair wordt ( $T_k > 0$ ), dan geldt (21), als  $\Psi_k$  wel imaginair wordt ( $T_k < 0$ ) dan wordt in (22) de aanname dat  $V_c$  gelijk is aan de verdamping volgens (21) vervangen door de aanname dat  $V_c$  gelijk is aan de verdamping berekend als:

$$E_k = d_1 \Psi^{-d_2} \quad (23)$$

$E_k$  en  $\Psi$  worden door een impliciete berekening gevonden,  $d_1$  en  $d_2$  zijn onbekende parameters. Nu volgt een vergelijking tussen  $N_k$  en  $y \cdot gE_{ok}^x$ , waarbij  $y$  een vermenigvuldigingsfactor is die wordt gekozen. Als  $N_k$  kleiner is dan blijft (23) geldig. Als  $N_k$  groter is dan wordt aangenomen dat in de bovengrond tussen de vochtspanning volgens de grondwaterdiepte en die volgens de door regen veroorzaakte vochttoestand een groot verschil bestaat en dat ondanks een grote grondwaterdiepte toch (21) moet worden toegepast. De vochtspanning blijft echter berekend alsof (23) geldt. De bergingscoëfficiënt wordt uit de vochtspanning berekend als:

$$\mu_k = c_1 \Psi^{c_2} \quad (24)$$

waarin  $c_1$  en  $c_2$  op te lossen parameters zijn. Nu volgt de berekening van de kwel of wegzijging  $K$ . Aangezien geen diepe grondwaterstanden bekend zijn zou deze moeten worden berekend uit de verschillen  $\Delta w_1$  en  $\Delta w_2$  tussen de stijghoogte van het ondiepe grondwater op het bestudeerde meetpunt en die op twee meetpunten aan weerskanten en op niet te grote gelijke afstand van het bestudeerde meetpunt en in de richting van het verhang van de grondwaterspiegel. In de functie

$$K_k = r(\Delta w_1 - \Delta w_2) \quad (25)$$

is  $r$  een parameter met de betekenis  $\frac{kD}{L}$ .

Tevens wordt de hoeveelheid  $P_k$  van de neerslag  $N_k$ , die het grondwater op de dag  $k$  beïnvloedt, berekend als:

$$P_k = (N_{k-1} - P_{k-1} + N_k) e^{-qW_{k-1}} \quad (26)$$

met de onbekende parameter  $q$ . Daarna wordt de bergingsverandering  $R_k$  berekend als het verschil tussen de neerslag, omgerekend volgens (26) en de som van verdamping volgens (21) of (23) de kwel volgens (25) en de eerste term  $A1_k$  in de afvoerfunctie (14). De afvoer volgens de tweede term  $A2_k$  is immers een stuk bergingsverandering en behoort als zodanig bij de berekening van de grondwaterstandsverandering in rekening te worden gebracht. Aangenomen wordt dat de grondwaterstanden worden gemeten buiten het gebied waarin het in par. 2b bedoelde niet-stationair effect optreedt. Aangezien de eerste term van de afvoerfunctie nog berekend moet worden, wordt er eerst een schatting van gemaakt. Als eerste schatting wordt  $A1_{k-1}$  genomen. Daarmee wordt een schatting gemaakt van de grootte van het neerslagoverschot als

$$R'_k = P_k - A1_{k-1} - E_k - K_k \quad (27)$$

Als  $R'_k$  positief uitvalt dan zal de grondwaterstand stijgen en de afvoer toenemen, als  $R'_k$  negatief is gebeurt het tegenovergestelde. Daarom is aangenomen dat

$$A'1_k = A1_{k-1} e^{fR'_k} \quad (28)$$

Hierin is  $f$  een parameter. Daarna volgt dan

$$R_k = P_k - A'1_k - E_k - K_k \quad (27a)$$

De grondwaterstand  $W_k^x$  wordt nu berekend uit de berekende grondwaterstand  $W_{k-1}^x$  en het quotiënt van de bergingsverandering  $R_k$  en de bergingscoëfficiënt  $\mu_k$ . De verschillen met gemeten grondwaterstanden kunnen worden gekwadraterd.

Nu volgt de berekening van de eerste term van de afvoer. Daartoe

wordt eerst het verval in de leiding uit de gemeten afvoeren berekend volgens (18) waarin een paar maal een factor 100 is verwerkt om  $V_i$  in dezelfde eenheid uit te drukken als  $W_k^x$  en  $S_k$ , namelijk in centimeters. De grootte van  $Z$  wordt geschat. In par. 4b wordt aangegeven hoe. Als dan  $h_k$  is berekend volgens (15) dan wordt  $A_{1-k}^x$  berekend. Dan volgt de berekening van  $A_{2-k}^x$  uit de al eerder berekende  $R_k$ , omdat  $R_k = \mu(W_{k-1} - W_k)$ . Nu volgt een test op de verhouding tussen de eerste en de tweede term in de afvoerfunctie. Een negatieve waarde van  $R_k$  duidt op een grondwaterstandsaling, waarbij  $A_{2-k}^x$  dus een aftrekpost wordt. Als geen aanvulling van het grondwater meer optreedt ( $P = 0$ ) dan is de voorwaarde voor droogweer-afvoer vervuld en geldt volgens par. 2c dat  $A_{2-k}^x = 0,18 A_{1-k}^x$ . Als dat niet het geval is ( $P > 0$ ) dan wordt alleen de beperking opgelegd dat  $A_{2-k}^x < 0,18 A_{1-k}^x$ . Bij een grondwaterstijging, dus een positieve waarde van  $R_k$  wordt  $A_{2-k}^x$  zonder een grenswaarde berekend.

De afvoer  $A_k^x$  wordt berekend als de som van de afzonderlijk berekende stationaire afvoer  $A_{1-k}^x$  en de correctie daarop  $A_{2-k}^x$ . De verschillen met de gemeten afvoeren worden gekwadraterd en gesommeerd als de reeks van  $t$  opeenvolgende dagen waarvan de gegevens beschikbaar zijn is doorgerekend ( $k - t = 0$ ). Deze gesommeerde verschillen geven de functiewaarde, die wordt geminimiseerd met de eenvoudige univariate methode, die eerder werd besproken (BLOEMEN, 1972).

#### f. De parameteroplossingen

Het hiervoor besproken afvoermodel werd toegepast op de in de inleiding bedoelde 24 afvoermeetpunten in Salland en op 3 meetpunten in de sallandse weteringen, waardoor de Dienst voor de waterhuishouding van de Rijkswaterstaat in de jaren 1951 tot en met 1958 afvoermetingen werden verricht. In par. 4d zal blijken waarom deze meetpunten in het onderzoek werden betrokken.

Voor deze berekeningen werd het model vereenvoudigd door voor de parameters  $q$  aan te nemen dat  $q = 0$ . Voor de keuzefactoren werd aangenomen dat  $p = 0,3$  en  $Y = 2$ . De kwelberekening volgens verg. (25) is niet toegepast. De parameter  $r$  is wel gehandhaafd en is hierdoor een aanpassingsconstante zonder fysische betekenis geworden.

In tabel 1 zijn de parameteroplossingen gegeven. Over het algemeen treedt een grote spreiding in de uitkomsten op. Dit ligt voor de hand omdat de afvoergebieden over een groot gebied verspreid liggen, dat niet homogeen is terwijl de oplossingen een bepaalde onnauwkeurigheid hebben, die overigens onbekend is. In tabel 2 zijn enige parameteroplossingen onderstreept waarvan het zeker lijkt te zijn dat ze fysisch onaanvaardbaar zijn. Voor de parameters  $g$  en  $K_m$  is dit wel te beoordelen. Voor de overige parameters ligt een dergelijk criterium minder duidelijk voor de hand en over de gevonden waarden is weinig te zeggen.

### 3. STATISTISCHE BEOORDELING VAN DE VEREFFENINGSRESULTATEN

#### a. De aanpassing tussen berekende en gemeten afvoeren

De bruikbaarheid van het model om een gegeven afvoerbeloop mee te kunnen reconstrueren kan worden beoordeeld op grond van de bereikte overeenkomst tussen berekende en gemeten afvoeren over de periode waaruit de gegevens zijn gebruikt om de parameterwaarden in het model te vinden. De aanpassing tussen wat het model berekent en wat is gemeten kan worden uitgedrukt in verschillende grootheden.

Dit zijn

- a. het deel van de oorspronkelijke variantie  $F_o^2$  van de gemeten afvoeren dat door het model wordt verklaard, berekend als

$$R^2 = \frac{F_o^2 - F^2}{F_o^2} \quad (29)$$

waarin  $F^2$  wordt berekend volgens (2) en  $F_o^2$  als

$$F_o^2 = \frac{\sum (\bar{A}^x - A_i^x)^2}{n - 1} \quad (30)$$

- b. De standaardafwijking  $S_a$  van de berekende ten opzichte van de gemeten grootte, berekend als

Tabel 1. Voor 27 meetpunten gevonden waarden van de parameters in het afvoermodel

Meet- punt	A <sub>1</sub>	A <sub>2</sub>	B	x	$\alpha$	g	r	c <sub>1</sub>	c <sub>2</sub>	d <sub>1</sub>	d <sub>2</sub>	K <sub>o</sub>	F	K <sub>m</sub>	Z
1	.00157	.000401	.068	8.75	.00724	.678	.3937	.281	.128	71.88	.272	1.894	.2150	<u>144.37</u>	105.5
3	.00534	.000230	.016	0.00	.00004	.713	.0038	.156	.001	6.25	.550	4.594	.0531	<u>10.00</u>	0.0
4	.00587	.000375	.020	50.94	.01072	.910	.1650	.400	.069	60.00	.500	1.200	.1487	50.00	0.0
5	.00434	.000166	.026	32.50	.00690	.507	.5137	.487	.104	40.00	.425	3.450	.1594	27.50	240.0
6	.00422	.000265	.025	56.41	.00630	.525	.2962	.606	.070	38.75	.600	2.400	.1550	<u>110.94</u>	273.5
7	.00008	.000171	.049	0.0	.00795	.844	.1350	.375	.105	13.44	.866	2.494	.1025	<u>76.56</u>	121.0
8	.00009	.000080	.060	31.09	.00124	.958	.8475	.944	.101	96.25	.200	6.281	.1119	19.06	31.9
CC	.00370	.000137	.025	0.0	.01237	.831	.5400	.500	.094	11.88	.612	5.137	.1200	<u>104.37</u>	16.0
DD	.00214	.000185	.247	0.0	.00945	.630	.3112	.350	.107	78.75	.350	2.775	.1881	<u>8.44</u>	0.0
FF	.00060	.000175	.037	0.0	.00499	1.081	.4387	.406	.153	50.0	.500	7.031	.0038	13.44	70.0
GG	.00365	.000490	.195	0.03	.00553	.610	.4029	.187	.098	40.37	.536	2.178	.1488	37.31	241.0
Ha	.00202	.000100	.065	2.06	.01716	.920	.4310	.330	.148	50.99	.549	2.234	.1926	27.00	3.8
II	.00302	.000235	.074	18.28	.00720	.604	.6750	.150	.107	48.44	.350	1.481	.1475	12.50	2.5
Ib	.00487	.000365	.035	7.66	.00015	.604	.8850	.662	.084	8.13	.700	9.112	.0850	12.50	0.0
JJ	.00604	.000715	.022	14.69	.00244	.604	.2700	.300	.052	33.44	.400	8.681	.1400	50.00	20.0
LL	.00411	.000340	.076	25.94	.00960	.542	.6750	.294	.074	13.13	.853	2.025	.1937	7.50	28.0
Mb	.00012	.000240	.019	19.00	.00360	1.566	.2212	.200	.040	156.56	.037	3.600	.1262	13.75	34.0
Mc	.00434	.000095	.032	0.00	.00952	.616	.1762	.256	.093	28.75	.706	5.174	.2056	59.99	0.5
Oo	.00450	.000427	.111	0.00	.00675	1.006	.0975	.350	.104	36.25	.669	1.912	.2025	7.50	0.0
A	.00687	.000157	.027	18.93	.00928	.720	.2247	.208	.209	90.05	.330	4.034	.2369	27.00	1.5
B	.00532	.000153	.312	49.85	.01102	.826	.3186	.268	.028	30.01	.418	2.306	.3031	49.06	14.4
C	.00200	.000255	.142	32.81	.00461	.656	.2175	.194	.097	65.0	.531	2.231	.1150	35.31	119.1
F	.00145	.000136	.039	13.62	.01953	1.0	.8997	.268	.120	17.87	.573	1.446	.2594	49.81	0.0
G	.00014	.000085	.029	40.31	.00101	.604	.1050	.175	.001	60.00	.500	4.669	.1900	47.81	83.0
C*	.00545	.000465	.040	3.91	.00487	.980	.1650	.600	.117	50.00	.500	3.150	.1700	48.75	140.0
D	.00510	.000346	.102	0.50	.01466	.660	.4060	.318	.061	2.87	.748	1.859	.0782	34.50	0.0
Ed	.01190	.000636	.052	3.00	.00966	.960	.4310	.593	.106	50.37	.536	.959	.0882	47.00	45.0

Tabel 2. Vereffeningsresultaten van 27 meetpunten

$R^2$  = verklaard deel van de oorspronkelijke variantie  $F_o$

$S_a$  = standaardafwijking van de berekende ten opzichte van de gemeten afvoer

$S$  = gemiddelde afwijking van de berekende ten opzichte van de gemeten afvoer

$n$  = aantal waarnemingen

	$R^2$	$S_a$	$S$	$n$	$F_o$
1	0.83	0.43	0.01	163	1.00
3	0.70	0.45	0.07	202	0.79
4	0.72	0.41	-0.00	198	0.75
5	0.78	0.24	0.00	260	0.49
6	0.88	0.43	-0.02	173	1.20
7	0.89	0.26	0.00	100	0.72
8	0.60	0.14	-0.00	178	0.218
CC	0.80	0.39		175	0.84
DD	0.81	0.52	0.04	173	1.13
FF	0.71	0.33	-0.00	170	0.57
GG	0.62	0.60	0.03	267	0.95
Ha	0.61	0.21	-0.01	285	0.33
II	0.69	0.34	0.00	242	0.59
Ib	0.45	0.33	-0.68	215	0.45
JJ	0.67	0.61	0.62	202	1.03
LL	0.68	0.46	0.00	198	0.87
Mb	0.74	0.56	-0.00	187	1.07
Mc	0.85	0.40	-0.01	172	0.95
OO	0.80	0.34	0.01	115	0.73
A	0.84	0.50	-0.02	364	1.13
B	0.76	0.50	-0.00	273	1.01
C	0.81	0.40	-0.03	297	0.90
F	0.47	0.59	-0.02	366	0.80
G	0.68	0.66	-0.02	200	1.12
C*	0.75	0.43	0.04	173	0.82
Ed	0.95	0.16	0.01	173	0.68
D	0.98	0.104	0.03	202	0.69

$$S_a = \sqrt{\frac{F^2}{n - p}} \quad (31)$$

waarin  $F^2$  wordt berekend volgens (2),  $n$  is het aantal metingen waaruit  $F^2$  berekend wordt en  $p$  het aantal op te lossen parameters;

c. de gemiddelde afwijking  $\bar{A}$  tussen de berekende en de gemeten afvoer, berekend als

$$\bar{A} = \frac{\sum (A_i^x - A_i)}{n} \quad (32)$$

omdat uit  $Q^2$  of  $S$  niet blijkt of het gemiddeld niveau van de gemeten grootheid wordt gereproduceerd.

In tabel 2 zijn de onder a, b en c bedoelde beoordelingscriteria gegeven voor de bewerkingen die zijn uitgevoerd met gegevens van de in de inleiding bedoelde afvoermeetpunten. Tevens is met  $n$  het aantal dagelijkse afvoermetingen opgegeven waarop de numerieke oplossing van de parameters berust. De meetpuntaanduiding is die van de deelnemers aan het onderzoek van de Commissie Hydrologisch Onderzoek Overijssel. De nummers 1 tot en met 8 zijn meetpunten van het ICW, CC tot en met 00 van Provinciale Waterstaat Overijssel en A tot en met G van de N.V. Heidemij Beheer. De meetpunten  $C^x$ , D en Ed zijn de meetpunten van Rijkswaterstaat waarop in par. 4d wordt ingegaan.

Het blijkt in tabel 2 dat het deel van de oorspronkelijke variantie van de dagafvoeren dat verklaard wordt ligt tussen 45 en 98 %. Dit varieert dus nogal maar het is niet zo dat een laag percentage ook inhoudt dat de standaardafwijking  $S$  van de berekende dagafvoer groot is. Deze ligt tussen 0,104 en 0,52 mm en tussen  $R^2$  en  $S_a$  is geen correlatie. Dit komt door de grote verschillen in de oorspronkelijke variantie  $F_o$  van de gemeten dagafvoeren  $A_i$ . In tabel 2 is deze ook gegeven, berekend als  $F_o^2$ . De gemiddelde afwijking tussen berekende en gemeten afvoeren blijkt meestal zeer gering te zijn. De bewerkingsresultaten van de meetpunten Ib en F moeten in ieder geval onbevredigend worden genoemd door de lage waarden van  $R^2$  en de relatief hoge waarden van  $S$ .

De grote verschillen in de bewerkingsresultaten zullen verschillende oorzaken hebben. Zo zullen er verschillen zijn in de nauwkeurigheid van de peilregistraties, evenals verschillen in de nauwkeurigheid van de ijking en in de overeenkomst tussen de gebruikte neerslagcijfers en de werkelijke gebiedsneerslag. Bovendien bestaat de mogelijkheid dat het model voor alle afvoergebieden niet even geschikt is, hoewel moeilijk te zeggen is wat afvoergebieden met slechte bewerkingsuitkomsten onderscheid van de andere. Wel duidelijk is het dat de wandruwheidsparameter  $K_m$  in verg. (20), die als constante wordt behandeld, in feite door onkruidgroei veranderlijk is hetgeen de nauwkeurigheid van de bewerkingsuitkomsten zal verminderen. Wegens de aard van de parameter  $K_m$  en de daarmee samenhangende geleidelijke of plotselinge veranderingen, die de waarde ervan kan vertonen, is de lengte van de periode waaruit de gegevens voor de parameteroplossingen worden gebruikt (n in tabel 2) van belang. Als deze te lang is dan zou dit een ongunstige invloed kunnen hebben, hoewel dit bij vergelijking van de uitkomsten van de meetpunten A en F in tabel 2 ook wel weer lijkt te kunnen meevallen.

b. Test op de significantie van parameteroplossingen door een inductieve berekening

Een significantie-test op de oplossing van de parameters in het afvoermodel werd - zoals eerder in een vergelijkbaar model (BLOEMEN, 1972) - uitgevoerd met foutloze testgegevens. Daarvoor werd het afvoermeetpunt nr 6 gekozen omdat dit van alle meetpunten de hoogste oorspronkelijke variantie van de afvoer vertoonde, terwijl deze bovendien voor een zeer groot deel werd verklaard. Van dit meetpunt werden met de parameterwaarden in tabel 1 de 173 dagafvoeren, waarop de oplossingen berustte, herberekend en als gegeven dagafvoeren van een hypothetisch meetpunt nr 6 met dezelfde parameteroplossingen beschouwd. Dit heeft het voordeel dat de 'goede' parameteroplossingen bekend zijn terwijl tevens vaststaat dat de waarde van de coëfficiënt  $R^2$  hoogstens als gevolg van wat afrondingsfouten niet helemaal de waarde 1 zal kunnen aannemen, maar dat toevallige en systematische fouten in de dagafvoer, de neerslag enz. of fysische gebreken in het



model geen beperking meer kunnen zijn. De significantietest is dus meer een toetsing van de efficiëntie van de rekentechniek, die voor de minimalisatie van de functiewaarde  $F^2$  gebruikt wordt, en van de constructie van het model.

Van iedere parameter werden zes verschillende beginschattingen met gelijke intervallen gekozen. Hieruit werden met een dobbelsteen zes verschillende combinaties van beginschattingen samengesteld. Deze combinaties waren het begin van zes herhalingen van de minimalisatie van het verschil tussen de hypothetisch gegeven afvoer en de opnieuw berekende afvoer. In tabel 3 zijn de combinaties van beginschattingen gegeven evenals de bijbehorende oplossingen en de enige goede oplossing. Verder zijn berekend:

- a. de gemiddelde afwijking  $\Delta p$  ten opzichte van de goede waarde  $p'$ , namelijk

$$\Delta p = \frac{\sum (p_i - p')}{n} \quad (33)$$

- b. de standaardafwijking  $S_{ag}$  van de zes oplossingen ten opzichte van hun eigen gemiddelde  $\bar{p}$  namelijk:

$$S_{ag} = \sqrt{\frac{\sum (p_i - \bar{p})^2}{n - 1}} \quad (34)$$

- c. de toetsingsgrootte voor de test van Student

$$t_o = \frac{\Delta p \cdot \sqrt{6}}{S_{ag}} \quad (35)$$

De kritische waarde bij tweezijdige toetsing met een drempelwaarde van  $\alpha = 0,10$  en  $V = 5$  is  $t_{0,90} = 1,476$ . Uit tabel 3 blijkt dat de oplossingen van acht van de vijftien parameters in het model significant van de goede waarde afwijken. Ten opzichte van het waterbalansmodel waaruit het afvoermodel is voortgekomen geeft het gebruiken van de afvoer als vereffeningscriterium in plaats van de grondwaterdiepte dus geen verbetering voor de betekenis die aan de parameteroplossingen moeten worden gehecht. Dit is ook niet te verwachten.

Tabel 3. Resultaten van een test op de significantie van de oplossing van de parameters in het afvoermodel.  $R^2$  is het verklaarde deel van de variantie van de hypothetische grondwaterstanden, die als toetsingscriterium voor de oplossing zijn gebruikt

Parameters	$A_1$	$A_2$	B	X	$\alpha$	g	R	$C_1$	$C_2$	$D_1$	$D_2$	$K_o$	F	$K_m$	Z	$R^3$
Oplossing																
1	.00496	.000253	.025	55.35	.00636	.546	.2770	.647	.063	59.69	.717	2.640	.2161	164.38	274.0	0.9998
2	.00506	.000268	.028	65.02	.00687	.541	.3037	.486	.103	23.32	.420	2.160	.1835	125.95	274.0	0.9993
3	.00545	.000261	.030	66.75	.00724	.647	.1570	.666	.046	47.93	.527	2.520	.2536	168.74	274.0	0.9989
4	.00461	.000264	.027	59.83	.00610	.520	.3554	.666	.053	50.70	.660	2.160	.1152	147.49	274.0	0.8998
5	.00495	.000338	.026	49.21	.00790	.559	.1762	.786	.049	48.94	.660	3.195	.1522	143.90	290.0	0.9985
6	.00486	.000365	.032	61.44	.00778	.541	.3003	.666	.070	48.63	.526	2.179	.1660	115.78	290.0	0.9993
p'	.00422	.000265	.025	56.41	.00630	.525	.2962	.606	.070	38.75	.600	2.400	.1550	110.94	273.5	1.0000
$\Delta p$	.00076	.000026	.003	3.19	.00074	.046	.0346	.047	.006	7.79	.015	0.076	.0261	33.43	5.5	
$\Delta p/\sqrt{6}$	.00186	.000064	.0073	7.80	.00181	.113	.0850	.115	.0147	19.10	.0183	0.086	.0640	82.00	13.5	
$\bar{p}$	.00498	.000291	.028	59.60	.00704	.571	.2616	.653	.064	46.54	0.585	2.496	.1811	144.37	279.00	
Sag	.00027	.000048	.0026	6.48	.000735	.046	.0809	.067	.021	12.2	.114	.408	.0487	20.00	8.25	
$t_o$	6.9	1.3	2.8	1.2	2.4	2.4	1.05	1.71	0.7	1.56	0.16	0.456	1.3	4.0	1.6	

$T_{0.90}(v = 5) = 1.476$

p' = 'goede parameteroplossing

$\Delta p$  = gemiddelde afwijking van de oplossingen ten opzichte van p'

$\bar{p}$  = gemiddelde van de zes oplossingen

Sag = standaardafwijking van de gevonden waarden ten opzichte van  $\bar{p}$

$t_o$  = toetsingsgrootte

Bij ieder vereffeningscriterium dat men gebruikt worden toch de afvoer, de bergingscoëfficiënten en de verdamping (gedeeltelijk) berekend als functies van grondwaterstanden, die zijn berekend uit een waterbalans waarin de berekende afvoer, verdamping en bergingscoëfficiënt weer voorkomen. Een dergelijke gesloten berekening is inductief en leidt onvermijdelijk tot afhankelijkheid tussen parameteroplossingen. Dit is dus het gevolg van de constructie van het model. Dat de vereffeningstechniek te weinig efficiënt is, is onwaarschijnlijk gezien de zeer hoge efficiëntiecoëfficiënten, die bij significantietests worden verkregen. In tabel 3 blijkt dit weer. Combinatie van zeer verschillende parameterwaarden kunnen blijkbaar vrijwel dezelfde afvoeren opleveren.

c. Test op de significantie van parameteroplossingen door niet-inductieve berekening

Het verschil tussen de betekenis van parameteroplossingen door inductieve of niet-inductieve berekening van de te minimiseren functiewaarde kan worden gedemonstreerd met een significantietest op de oplossing van parameters in een model waarbij de afvoer wordt berekend als functie van gemeten grondwaterstanden. Het betreft hier in feite een model van de afvoerfunctie volgens verg. (14) waarin de bergingscoëfficiënt  $\mu$  wordt berekend als een functie van de grondwaterdiepte (BLOEMEN, 1972) en verder eenvoudigheidshalve aan te nemen dat  $h = W - S - z$ . De vergelijking (14) kan nu worden geschreven als:

$$A = \frac{\int_{h_{k-1}}^{h_k} (ah+bh^2) dh}{h_{k-1} - h_k} - p \cdot e^{-\beta(M - \frac{w_k + w_{k-1}}{2} - x)} \cdot \frac{f}{m+1} \cdot (W_k^{m+1} - W_{k-1}^{m+1}) \quad (36)$$

Met de dagelijkse gegevens over afvoer en grondwaterstand van het meetpunt B, waarop ook fig. 3 betrekking heeft, werden de parameters  $a$ ,  $b$ ,  $\beta$ ,  $x$ ,  $f$  en  $m$  opgelost door minimalisatie van het verschil  $F_a^2$

tussen berekende en gemeten dagafvoeren. Hierbij treedt geen afhankelijkheid op met parameters die bij het berekenen van de grondwaterstand betrokken zijn omdat deze niet wordt berekend. Met de verkregen parameterwaarden werden dagafvoeren berekend, die zijn gebruikt als kunstmatig vereffeningscriterium. Vanuit zes op eerder beschreven wijze verkregen verschillende combinaties van beginschattingen werd weer naar de kleinste waarde van  $F_a^2$  gezocht; alle gegevens over deze significantietest zijn samengebracht in tabel 4. Er blijkt uit dat de parameteroplossingen niet significant van de goede waarde afwijken als de afvoer direct als een functie van de gemeten grondwaterstand wordt berekend. De gevolgtrekking hieruit is dat wanneer een grotere significantie van de oplossingen van de parameters in een geïntegreerd waterbalansmodel verlangd wordt, dit model zodanig moet zijn dat onderdelen ervan geïsoleerd kunnen worden, zodat de parameters hierin onafhankelijk van die in andere onderdelen kunnen worden opgelost. Het is duidelijk dat dan van meer dan één grootte behalve neerslag en open waterdamping metingen moeten zijn verricht. Verschillende geïsoleerde delen van het model vragen niet alleen verschillende vereffeningscriteria maar ook verschillende invoergegevens behalve neerslag en open waterverdamping. In de praktijk zullen de beschikbare meetgegevens meestal wel beperkt blijven tot afvoeren en grondwaterstanden. Welke mogelijkheden dan bestaan zal in een volgende beschouwing worden bekeken. Voor de lopende beschouwing moet het significant te hoog of te laag uitvallen van de oplossing van een aantal parameters in het model als onvermijdelijk geaccepteerd worden. Dat ook dit resultaat waardevol is blijkt in Hoofdstuk 4.

#### 4. AFVOERFREQUENTIES

##### a. De berekening van afvoerfrequenties met het afvoermodel

Het meten van afvoeren in beken en leidingen krijgt pas optimale betekenis als het een frequentieverdeling van de afvoer oplevert. Het belang hiervan ligt niet alleen in het vlak van de waterschapsinrichting (afvoercoëfficiënten, dus hoge afvoeren) en waterbeheer

Tabel 4. Resultaten van de test op de significantie van de oplossing van de parameters in de geïsoleerde afvoerfunctie

	Parameters							
	$A_1$	$A_2$	X	B	$K_m$	Z	F	M
	.00260	.000275	31.25	.066	50.	7.50	.2280	.097
	.00227	.000330	36.25	.065	50.	11.56	.1500	.008
	.00450	.000285	31.25	.066	50.	11.56	.2150	.043
	.00477	.000345	26.25	.059	50.	16.50	.2490	.010
	.00322	.000377	35.62	.063	50.	13.44	.1530	.012
	.00490	.000302	31.25	.060	50.	13.44	.1900	.003
$p'$	.00304	.000315	31.25	.062	50.	11.56	.1940	.012
$\bar{p}$	.00371	.000319	31.98	.063	50.	12.33	.1975	.029
$\Delta P$	.00067	.000004	.73	.001	.	.77	.0035	.017
$\Delta P/\sqrt{6}$	.00164	.0000098	1.79	.0024		1.89	.0086	.042
Sag	.00116	.000039	3.63	.0031		2.97	.0404	.036
$t_o$	1.41	0.25	0.49	0.78		0.64	0.2	1.165

De betekenis van  $p'$ ,  $\Delta p$ , Sag en  $t_o$  is gelijk aan die voor tabel 3

De kritische waarde van  $t$  is 1.47  $t$

(waterconservering, dus lage afvoeren). In de laatste jaren is in het vlak der waterwinning voor burgerlijk en industrieel gebruik de belangstelling voor afvoerfrequenties sterk aan het toenemen. Voor de hoge afvoeren in verband met de mogelijkheid tot voorraadvorming in spaarbekkens, voor de lage in verband met de mogelijkheid tot de onttrekking aan open water.

Men kan steeds afvoerfrequenties vaststellen als men de metingen maar lang genoeg volhoudt. Dit kan gemakkelijk op organisatorische bezwaren stuiten als men bedenkt dat afvoeren met een herhalingstijd groter dan  $x$  jaar heel goed in een  $x$ -jarige meetperiode kunnen voorkomen. Men zal daarom aanzienlijk langer moeten meten dan de grootste herhalingstijd waarvan men de bijbehorende afvoer wil kennen. In een lange meetperiode bestaat bovendien gemakkelijk de kans dat de afvoersituatie meer of minder ongemerkt verandert al is het maar als gevolg van het langzaam laten dichtgroeien van sloten onder invloed van een opeenvolging van droge jaren.

Men kan ook afvoerfrequenties bepalen door een reeks gegevens om te zetten in een lange reeks op basis van neerslagcijferreeksen. Deze mogelijkheid is organisatorisch gezien aantrekkelijk omdat op deze manier een korte onderzoeksperiode het nodige inzicht dat voor een langere tijd geldig is kan opleveren.

Met het model, dat in par. 2e is beschreven, kan de afvoer van een meetpunt dag voor dag worden berekend over zo lange perioden als bruikbare neerslag- en open waterverdampingscijfers beschikbaar zijn en als de parameterwaarden in het model voor het betreffende afvoergebied bekend zijn. In par. 4b wordt uiteengezet hoe dit gaat. Dat van een aantal parameters de oplossing significant te hoog of te laag is uitgevallen verandert aan de betekenis hiervan niets omdat in de gezamenlijke toepassing van alle parameters niets verandert zolang de gevonden waarden niet worden veranderd. Als deze voldoende nauwkeurige uitkomsten, dus berekende dagafvoeren oplevert, dan voldoet het model aan de voorwaarde om er afvoerfrequenties mee te kunnen berekenen uit neerslagcijfers. Ook al kwamen in de meetperiode, waaruit de gegevens de parameteroplossingen opleverden, geen zeldzaam hoge afvoeren voor dan zullen deze toch met het model worden gereconstrueerd als buiten de meetperiode de voorwaarden hiervoor aanwezig zijn en als de

fysische beschrijving van het afvoerproces, die het model geeft, zo volledig mogelijk is.

Het grote voordeel van het beschreven model is dat variaties in verdampingsintensiteit en bergingscoëfficiënt continu worden verantwoord zodat volledige reeksen dagafvoercijfers kunnen worden berekend over een groot aantal jaren. In feite wordt de enige beperking opgelegd door de eerste dag waarop voor het neerslagstation dat gebruikt moet worden, het neerslagcijfer bekend is. Nadat over  $x$  jaar afvoercijfers zijn berekend, kunnen hieruit overschrijdingsfrequenties per jaar, per seizoen of per kalenderjaar worden berekend.

#### b. Noodzakelijke voorbereidingen voor de berekening

Van alle meetpunten, die in deze beschouwing zijn betrokken, is met de parameteroplossingen in tabel 1 uit de neerslagcijfers van het KNMI-station Heino uit de jaren 1953 tot en met 1969 de overschrijdingsfrequentie berekend van met intervallen van 0,5 mm opklimmende dagafvoeren. De daarvoor te gebruiken dagcijfers voor de open waterverdamping worden afgeleid van de maandsommen van het KNMI-station Witteveen. Het aantal dagen waarvoor de afvoer werd berekend werd gekozen op grond van de datum waarop de eerste grondwaterstand op het meetpunt in het afvoergebied werd gemeten. Het varieerde van 6091 tot 6212 dagen.

Om het rekenproces op gang te krijgen moeten voor de eerste dag van de reeks - behalve een grondwaterstand - een passend beekpeil bij het afvoermeetpunt en de bijbehorende afvoer bekend zijn. Om het rekenproces op gang te houden moeten de beekpeilen evenals de grondwaterstanden vanaf de eerste dag worden meeberekend zodat uit  $A_k$  een schatting kan worden berekend van  $S_{k-1}$ . Aangezien het meetpunt in de jaren, waarvan de neerslagcijfers worden gebruikt om de afvoerfrequenties te berekenen, niet heeft bestaan worden dit vanzelfsprekend hypothetische waarden, die echter bij elkaar moeten passen volgens de verhoudingen die in de meetperiode voor het betreffende afvoergebied golden. Daartoe worden uit de beschikbare gegevens eenvoudige relaties tussen de afvoer en de grondwaterstand, de afvoer en het verschil tussen grondwaterstand en beekpeil en de afvoer en het

beekpeil vastgesteld. Voor de eerste twee levert dit weinig moeilijkheden op en zijn er voorbeelden van gegeven in de fig. 1 en 3.

Een hanteerbare samenhang tussen afvoer en beekpeil kan worden gevonden door beide grootheden op logaritmische schaal tegen elkaar uit te zetten. Het blijkt dan dat, zolang de stand van de stuwklep onveranderd blijft, er een duidelijke samenhang optreedt volgens

$$\log S_i = a + b \log A_i \quad (37)$$

Hierin is  $a$  de log van het intercept op de verticale as bij  $A_i = 1$  mm/etmaal en  $b$  het verschil tussen  $a$  en de log van het intercept op de verticale as bij  $A_i = 10$  mm/etmaal. Fig. 5 geeft hiervan een voorbeeld. Het blijkt dat voor het meetpunt CC vanaf het begin van de meetperiode geldt dat een afvoer van 1 mm per etmaal optrad bij een peil van 92 cm + NAP en een afvoer van 10 mm per etmaal bij een peil van 124,5 cm + NAP. Na enige maanden echter wordt de klepstand veranderd en krijgen  $a$  en  $b$  in (37) geheel andere waarden. Een dergelijke gang van zaken is bij meetpunten met regelbare stuwen normaal. Bij het berekenen van afvoerfrequenties kan er geen rekening mee worden gehouden omdat klepstanden niet worden veranderd volgens een vast schema, dat in het model zou kunnen worden opgenomen. De afvoerfrequenties werden dan ook berekend met onveranderlijke waarden voor de parameters in (37).

In fig. 6 is voor het meetpunt CC de relatie tussen de afvoer en de grondwaterstand op een punt in het afvoergebied weergegeven evenals die tussen de afvoer en het verschil tussen deze grondwaterstand en het beekpeil bij het afvoermeetpunt. De gemeten grondwaterstand op 13 januari 1953 was 1,88 m + NAP. Uit de fig. 5 en 6 is gemakkelijk af te lezen dat bij deze beginwaarde  $W_0$  passen een beginwaarde voor de afvoer  $A_0 = 1,8$  mm/etmaal en voor het beekpeil  $S_0 = 0,97$  m + NAP.

De waarde van de parameter  $Z$  in verg. (15) wordt ook geschat op grond van figuren als 6b en wel voor het meetpunt CC op 20 cm. Volgens tabel 1 was de uitkomst 16 cm.



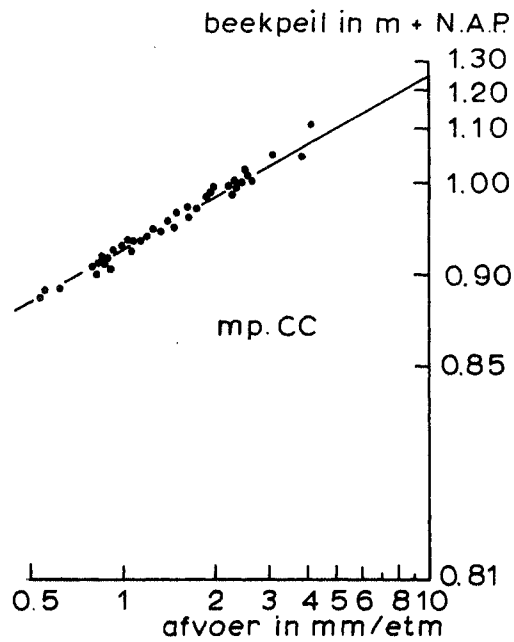


Fig. 5. In de periode tussen 1 februari 1970 en 30 april 1970 bestond er een samenhang tussen beekpeil  $S_i$  en afvoer  $A_i$  volgens

$$\log S_i = 1.9638 + 0,0312 \log A_i$$

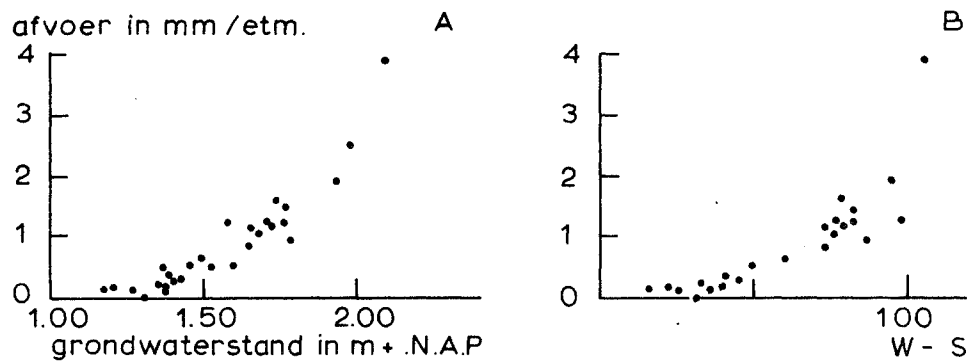


Fig. 6. a. De samenhang tussen de afvoer bij het meetpunt cc en de grondwaterstand op een punt in het afvoergebied.  
b. De samenhang tussen de afvoer bij het meetpunt cc en het verschil tussen de grondwaterstand in A en het beekpeil bij het afvoermmeetpunt cc



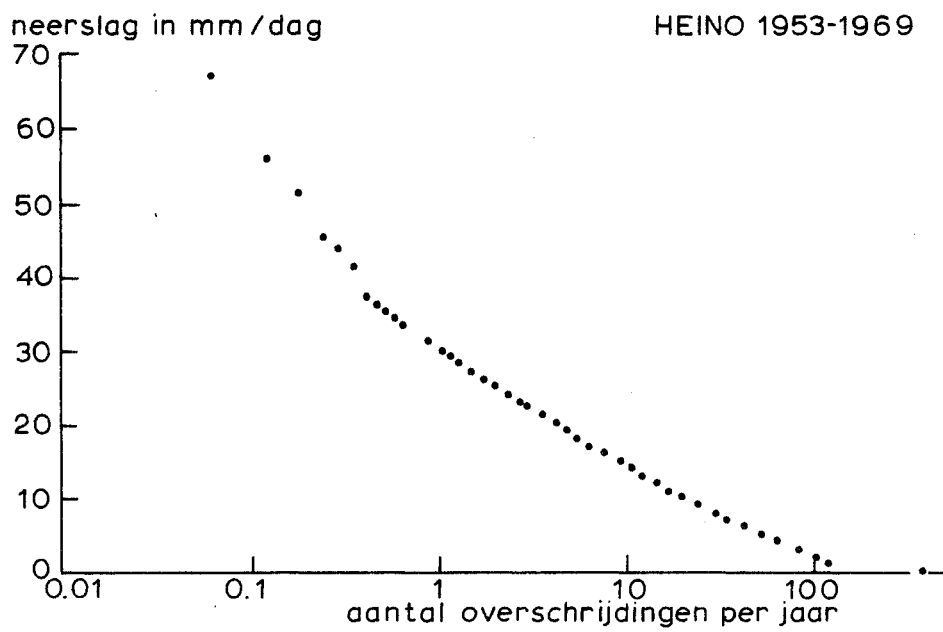


Fig. 7. Neerslagfrequentie van het K.N.M.I.-station Heino voor de jaren 1953 tot en met 1969

c. Berekende afvoerfrequenties op een aantal meetpunten in Salland

In tabel 5 zijn de beekpeilen opgegeven, waarvan de logarithmen de parameters a en b in verg. (37) geven. Bovendien is bij benadering opgegeven, bij welk beekpeil geen afvoer meer zal optreden, als de klepstand onveranderd blijft. Deze cijfers zijn van belang omdat zal blijken dat de afvoerfrequenties worden beïnvloed door het stuwpeil.

De afvoerfrequenties werden vastgesteld door voor met intervallen van 0,5 mm opklimmende dagafvoeren het aantal overschrijdingen per jaar te berekenen. In de bijlagen 2a tot en met 2h zijn van de bewerkte meetpunten deze dagafvoeren tegen het bijbehorende aantal overschrijdingen uitgezet. Ze vertonen enige systematische afwijkingen van een rechtlijnig verband tussen het op logarithmische schaal uitgezette aantal overschrijdingen en de op metrische schaal uitgezette bijbehorende afvoer, namelijk:

1. De afvoeren met zeer lage frequenties zijn onevenredig hoger dan uit extrapolatie op grond van afvoeren met hogere frequenties zou volgen. Een voor de hand liggende verklaring hiervoor is dat het hier om afvoeren gaat, die in de 17 jaren waarop de berekening is gebaseerd, wel zouden zijn opgetreden, maar toch minder vaak dan éénmaal in 17 jaar voorkomen. Dezelfde afwijking komt ook voor in de frequentieverdeling van de neerslagcijfers van het station Heino over de betreffende jaren. Dit blijkt in fig. 7. Aangezien de berekende afvoer feitelijk een functie is van de neerslag, ligt het voor de hand dat deze afwijking in de frequentie van de berekende afvoeren wordt gereproduceerd. In de verschillende afvoergebieden zal dit niet even duidelijk zijn omdat de gebiedseigenschappen verschillen.
2. Het aantal overschrijdingen per jaar van de laagste afvoeren is vaak onevenredig groot ten opzichte van dat van hogere afvoeren. Hiervoor kunnen drie mogelijke oorzaken worden genoemd:

- a. de laagste neerslagcijfers in de 17 jaar waarop fig. 7 betrekking heeft vertonen ook relatief een wat hoger aantal overschrijdingen. Ook deze afwijking zal in de afvoerfrequenties worden weerspiegeld;
- b. de toepassing van een rechtlijnig verband tussen de logaritmen van afvoer en beekpeil volgens verg. (37) heeft tot gevolg dat bij lage waarden van  $A_k$  de berekende waarden van  $S_k$  te laag kunnen zijn. Bij de berekening van  $A_{k+1}$  betekent dit dat als  $S_k$  te laag is,  $h_k$  te hoog is waardoor  $A_{k+1}$  wat te hoog uitvalt;
- c. in verschillende afvoergebieden zal een tamelijk constante minimum-afvoer kunnen optreden als gevolg van kwel of in een enkel geval van industriewater. Hierdoor zal bij dezelfde overschrijdingskans een verschuiving naar hogere afvoer optreden die duidelijker is naarmate de afvoer lager is.  
Het zal ook kunnen voorkomen dat in afvoergebieden, waar ondergrondse verliezen optreden, bij dezelfde overschrijdingskans een verschuiving naar lagere afvoer optreedt.

Het is duidelijk dat de in a en b bedoelde effecten in het traject van de lage afvoer samenwerken en dat het in c bedoelde effect die in a en b nog kan versterken maar ook geheel of gedeeltelijk kan compenseren of zelfs overcompenseren. Er volgt uit dat de frequenties van lage en middelhoge afvoeren niet op een rechte lijn behoeven te liggen, maar wel kunnen liggen. De frequenties van de hoogste afvoeren worden op grond van de hiervoor onder punt 1 gegeven overweging als afwijkend beschouwd. Mede op grond van de in par. 4d gegeven beschouwing zijn in de figuren in de bijlagen 2 rechte lijnen getrokken voor de overschrijdingskans van hoge en middelhoge afvoeren, die in belangrijke mate gebaseerd zijn op de ligging van de punten in het traject van 1 tot 10 overschrijdingen per jaar. Bovendien is zoveel mogelijk rekening gehouden met het van gemeten afvoeren bekende verschijnsel, dat bij het lineair extrapoleren van frequentielijnen, die in hoofdzaak zijn bepaald uit middelhoge afvoeren, er tussen de dagafvoeren met herhalingsstijden van 1 en van 100 jaar een verhouding bestaat van 1 : 2,05 (BLOK, 1970) of van 1 : 1.874 (BLAAUW, 1962).

Dit betekent dat de afvoer met een herhalingsstijd van 10 jaar 1.44 à 1.52 maal zo groot is als die met een herhalingsstijd van één jaar. Het blijkt dat over het algemeen in bijlage 2 frequentielijnen kunnen worden getrokken, die uitstekend aan deze voorwaarde voldoen, zonder de ligging der punten in het middentraject te veel geweld aan te doen.

In tabel 5 is opgegeven welke afvoeren met een frequentie van éénmaal per jaar en éénmaal per 10 jaar volgens de lijnen in bijlage 2 zouden optreden. Bovendien is de verhouding tussen deze afvoeren opgegeven, waaruit blijkt dat de variatie hierin tussen 1.35 en 1.57 beperkt is gebleven.

Eveneens in tabel 5 is het aantal dagen genoteerd waarop de afvoer minder dan 0,5 mm per etmaal zou bedragen. Op bijlage 3 is aangegeven waar de bewerkte meetpunten liggen en welke afvoeren daar éénmaal per jaar volgens bijlage 2 worden overschreden.

#### d. De betrouwbaarheid van frequenties van berekende afvoeren

De frequenties van de berekende afvoeren zijn voorspellingen waarvan de juistheid pas over een groot aantal jaren zou kunnen worden beoordeeld en dan nog alleen als er in het betreffende afvoergebied hydrologisch niets verandert en de metingen worden voortgezet. Er zijn echter reeksen gegevens beschikbaar waarmee het mogelijk is om het afvoermodel te testen op de juistheid van de ermee berekende afvoerfrequenties. Die mogelijkheid doet zich zelfs in het gebied van de Sallandse wettingen voor want door de Dienst voor de Waterhuishouding van de Rijkswaterstaat is daar voor vijf meetpunten de frequentieverdeling van dagafvoeren in 7 winterseizoenen van 1 november tot 1 april in de jaren 1951 tot en met 1958 vastgesteld op basis van dagelijks gemeten waterstanden (TROMP, 1958). Voor drie van de betreffende meetpunten aangeduid als  $C^x$ , D en  $E_d$  is met het model dezelfde frequentieverdeling berekend. De parameterwaarden, ook opgenomen in tabel 1, zijn gevonden op basis van de gegevens uit de periode van 25 september 1952 tot en met 21 maart 1953 voor de punten  $C^x$  en  $E_d$ , en tot en met 30 juni 1953 voor het punt D. In deze perioden, die ongeveer dezelfde lengte hebben als die voor de recente

Tabel 5. Samenvatting van de afvoerfrequenties van 24 meetpunten

1	2	3	4	5	6	7	8
1	214	238	202	0.70	1.07	190	1.53
3	227	237	214	0.65	0.87	142	1.34
4	203	228	167	0.81	1.14	29	1.42
5	233 <sup>5</sup>	272	207	0.59	0.92	88	1.56
6	327 <sup>5</sup>	343	317	0.74	1.07	76	1.45
7	749 <sup>5</sup>	790	715	0.63	0.94	91	1.49
8	624	675	610 <sup>5</sup>	0.19	0.29	319	1.53
CC	092	128	035	0.58	0.88	154	1.52
DD	073 <sup>5</sup>	103	061	0.58	0.84	53	1.45
FF	077	084 <sup>5</sup>	072	0.37	0.56	265	1.51
GG	076 <sup>5</sup>	096	063	0.52	0.75	155	1.44
Ha	114 <sup>5</sup>	131 <sup>5</sup>	103	0.55	0.84	220	1.52
II	225 <sup>5</sup>	248	207 <sup>5</sup>	0.47	0.70	249	1.49
Ib	370 <sup>5</sup>	395 <sup>5</sup>	337	0.54	0.87	109	1.52
JJ	097 <sup>5</sup>	113	090	1.11	1.52	73	1.37
LL	563	584	551	0.72	1.08	166	1.50
Mb	540 <sup>5</sup>	560	531	0.67	0.95	223	1.42
Mc	616 <sup>5</sup>	638 <sup>5</sup>	603	0.73	1.06	94	1.45
OO	183 <sup>5</sup>	215	171	0.53	0.77	126	1.45
A	625 <sup>5</sup>	646	613	0.69	1.04	147	1.51
B	721	733 <sup>5</sup>	708	0.85	1.25	156	1.47
C	620	646	610	0.81	1.18	148	1.46
F	657	708	650	0.58	0.90	217	1.55
G	514 <sup>5</sup>	598	491	0.82	1.20	71	1.46

Kolom 1 = meetpunt

- 2 = beekpeil waarbij de afvoer 1 mm/etmaal bedraagt
- 3 = beekpeil waarbij de afvoer 10 mm/etmaal bedraagt
- 4 = beekpeil waarbij de afvoer  $\pm$  0 mm/etmaal bedraagt
- 5 = afvoer met een herhalingstijd van 1 x per jaar
- 6 = afvoer met een herhalingstijd van 10 x per jaar
- 7 = aantal dagen met een afvoer < 0,5 mm/etmaal
- 8 = verhouding tussen afvoer in kolommen 5 en 6

80

meetpunten in Salland werden gebruikt, komen niet de hoogste afvoeren in de jaren 1951 tot en met 1958 voor. Met de gevonden parameteroplossingen werd nu uit de neerslagcijfers van het KNMI-station Heino voor de jaren 1951 tot en met 1958 dag voor dag de afvoer berekend. Hieruit werden voor de periode van 1 november tot en met 31 maart de frequentieverdelingen van de dagafvoeren bepaald. Deze zijn geheel vergelijkbaar met de door Rijkswaterstaat gegeven frequentieverdelingen. In fig. 8 is voor de drie betreffende meetpunten deze vergelijking gemaakt. Het blijkt dat de frequenties van berekende en van gemeten afvoer veel overeenkomst vertonen. In de inzetfiguren blijkt dit nog duidelijker. Hierin zijn de berekende afvoeren uitgezet tegen de met dezelfde frequenties optredende gemeten afvoeren, uitgemeten op rechte lijnen tussen twee waarnemingsintervallen. Steeds blijken de bij hoge overschrijdingsfrequenties behorende lage afvoeren door het model te zijn overschat en de middelhoge wat onderschat. Hogere afvoeren dan 5 mm/etmaal kwamen in de oude Sallandse weteringen niet voor. Op een 45-lijn zijn de overschrijdingskansen aangegeven. Het blijkt dat bij minder dan 10 overschrijdingen per seizoen de overeenkomst zeer goed, zij het systematisch iets te laag is. Bij meer dan 10 overschrijdingen is slechts bij meetpunt C<sup>x</sup> de afwijking vrij groot, namelijk maximaal 0.095 liter/sec/ha. Berekening van de standaardafwijking van de berekende ten opzichte van de gemeten afvoer met dezelfde overschrijdingsfrequenties (hieronder aangeduid als S<sub>a</sub><sup>x</sup>) doet vermoeden dat tussen de grootte hiervan en het resultaat van de vereffening (hieronder voorgesteld door S<sub>a</sub> uit tabel 2) wel enige samenhang is:

Meetpunt	S <sub>a</sub> <sup>x</sup>	S <sub>a</sub>
E <sub>d</sub>	0.025 l/sec/ha	0.26 mm/etmaal
C <sup>x</sup>	0.055 l/sec/ha	0.43 mm/etmaal
D	0.027 l/sec/ha	0.10 mm/etmaal



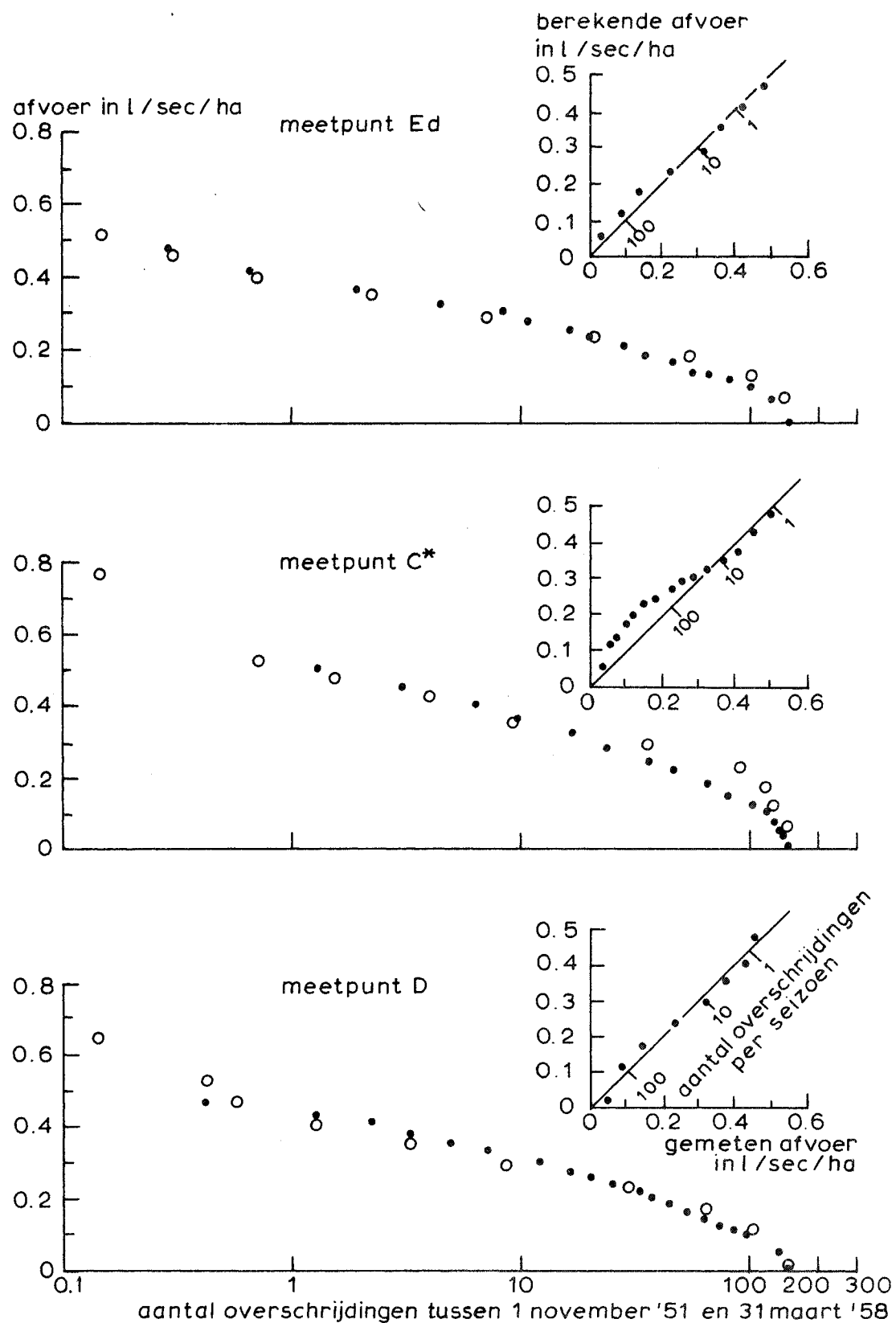


Fig. 8. Vergelijking tussen frequentieverdelingen van gemeten afvoeren en met het model berekende afvoeren

- volgens gemeten beekwaterstanden
- volgens afvoermodel op basis van gegevens van 25/9'52 tot en met 21/3'53

Het aantal meetpunten waarvoor deze vergelijking is uitgevoerd is te gering om zekerheid te geven.  $S^x$  zowel als  $S$  zijn echter metingen van de nauwkeurigheid waarmee het model de gemeten afvoeren door berekening worden gereproduceerd. Het is daarom wel waarschijnlijk dat een minder goed resultaat van de vereffening een minder nauwkeurige afvoerfrequentie oplevert. Ook figuren in bijlage 2 die betrekking hebben op de meetpunten 8, F en vooral GG zouden dit kunnen bevestigen.

## 5. SLOTPMERKINGEN

Uit beide beschouwingen over de numerieke oplossing van de parameters in de waterbalansvergelijking is duidelijk geworden dat wanneer één gemeten grootheid als toetsingscriterium wordt gebruikt de parameteroplossingen niet significant zijn dat wil zeggen geen statistisch verantwoorde conclusies over de waarde van de parameter toelaten. Verbetering hierin wordt niet bereikt door het aantal parameters te verkleinen. Ook in een klein model met een inductieve functieberekening zullen de parameterinvloeden gecorreleerd blijven. Met verschillende meetbare grootheden als toetsingscriteria en een aangepaste modelconstructie zal het mogelijk zijn om deze correlaties te doorbreken. Aannemend dat het lukt om op deze wijze significante parameteroplossingen te verkrijgen, dan wordt de fysische betekenis hiervan bepaald door de wijze waarop de waterbalansvergelijking is geschreven. De aanpassing aan toetsingscriteria dwingt de parameters om de waarde aan te nemen die statistisch het beste is. Naarmate de waterbalansvergelijking eenvoudiger is geschreven zal het moeilijker zijn om de parameteroplossing te indentificeren met de waarde van een fysische constante, ook al is de parameter als zodanig in het model gedefinieerd. Stelt men toch deze eis dan is het nodig dat de parameter een nauw begrensde functie in het model heeft. Dit vergt een gedifferentieerde beschrijving van de waterbalansvergelijking, dus een groot aantal parameters.

Als significante oplossingen van parameters met een duidelijk fysische betekenis mogelijk zijn dan is het de vraag wanneer deze

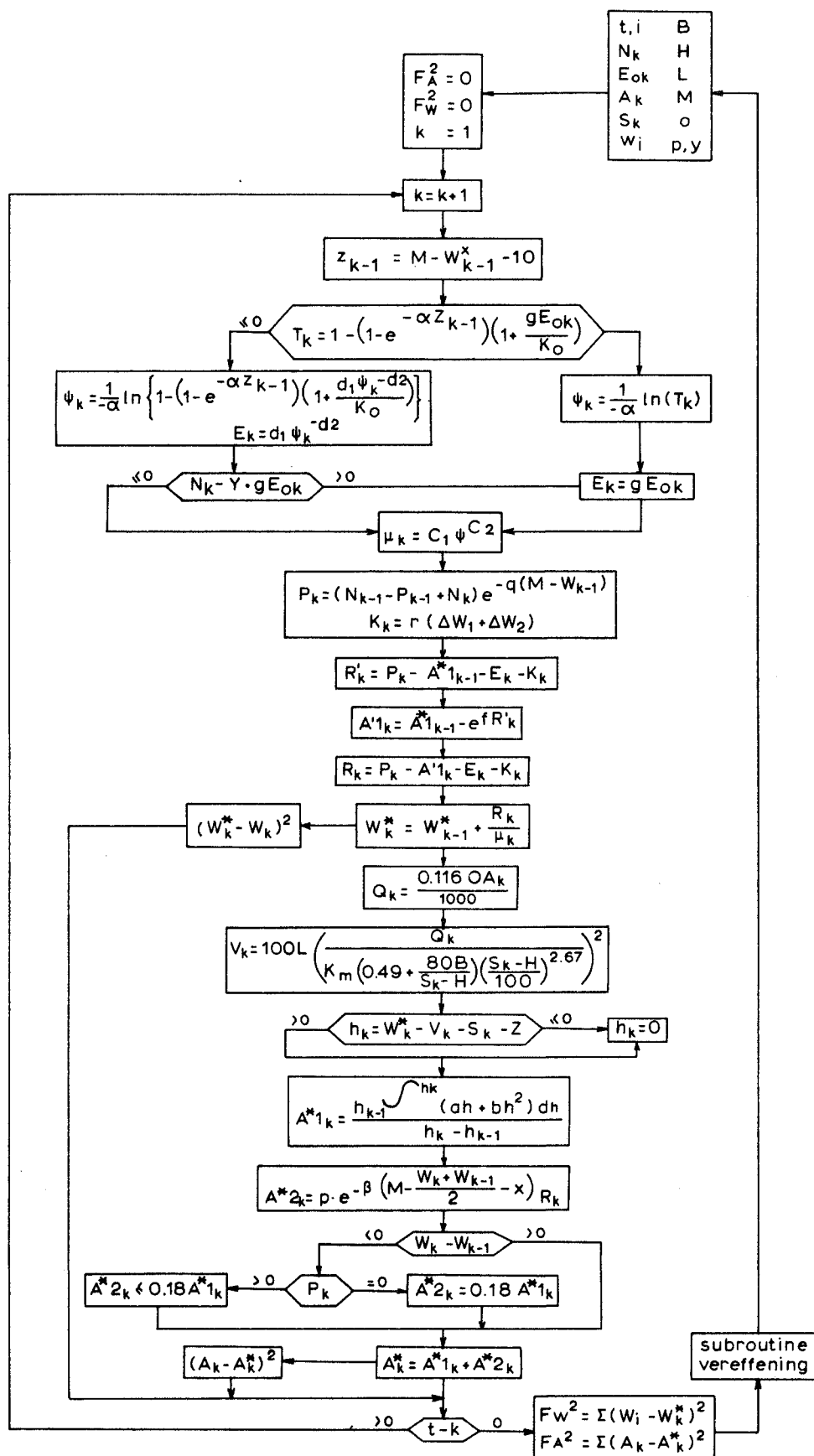
praktische betekenis hebben. In een model zoals in deze beschouwing werd besproken zullen dan immers de parameteroplossingen sterk worden bepaald door de plaats waar de toetsingsgrootheden zijn gemeten. Voor de afvoer is dit het afvoergebied, voor de grondwaterstand en voor bijvoorbeeld het vochtgehalte in de bovengrond een meetpunt in dat afvoergebied. Het is duidelijk dat met andere grondwaterstands- en vochtgehalte-meetpunten in hetzelfde afvoergebied hele andere maar even significante en nauwkeurige oplossingen voor een aantal parameters zullen kunnen worden gevonden en dat op deze wijze bepaalde waarden bezwaarlijk de gebiedskenmerken kunnen worden genoemd, die de parameters zouden moeten zijn. Hier zou slechts iets aan veranderen als gemiddelde grondwaterstanden of vochtgehalten zouden kunnen worden bepaald - de afvoer is ook een gebiedsgemiddelde - of als een enkel meetpunt in een zeer homogeen gebied zou liggen.

De conclusie uit het voorgaande is dat het van de doelstelling en de toepassing van het hydrologisch modelonderzoek en ook van de beschikbare gegevens zou moeten afhangen welke omvang het model zou moeten en kunnen krijgen. Het is mogelijk dat de afvoerfrequenties, die in deze beschouwing de synthese van het afvoeronderzoek met het beschreven model vormen, even goed met een klein model met vier of vijf parameters hadden kunnen worden berekend. Oplossingen van een veel groter aantal parameters waarvan de betekenis onduidelijk is hebben dan weinig zin.

Als het modelonderzoek ten doel heeft om voor fysische constanten betrouwbare bepalingen te krijgen dan zal de consequentie onder het oog moeten worden gezien dat zowel in de uitwerking van de waterbalansvergelijking als in de modelconstructie en de vereffeningstechniek de nodige verfijningen zullen moeten worden aangebracht en dat dit ook hogere eisen aan de beschikbare gegevens zal stellen. Anders blijft de filosofie achter de numerieke oplossing van de parameters in de waterbalansvergelijking in wezen dualistisch.

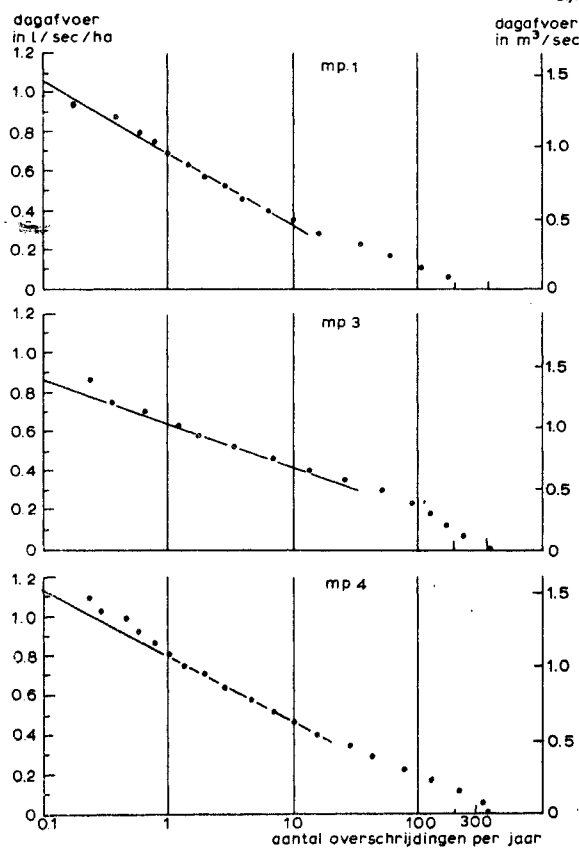
## 6. LITERATUUR

- BLAAUW, H., 1962. Afvoernormen. Cultuurtechn.Tijdschrift, 2, 3.
- BLOEMEN, G.W., 1970. Berging, afvoer en verdamping in de Gelderse Achterhoek volgens grondwaterstandsanalyse. In: Hydrologisch onderzoek in het Leerinkbeekgebied. Tweede interimrapport van de Commissie ter bestudering van de waterbehoefte der Gelderse landbouwgronden, Arnhem. Deelrapport 9.
- 1972. Een numerieke oplossing van de parameters in de waterbalansvergelijking I. Inst. voor Cultuurtechn. en Waterhuish. Wageningen. Nota nr 664.
- BLOK, T., 1970. De waterstaatkundige toestand in de Achterhoek. In: Hydrologisch onderzoek in het Leerinkbeekgebied. Tweede interimrapport van de Commissie ter bestudering van de waterbehoefte der Gelderse landbouwgronden, Arnhem. Deelrapport 1.
- KRAYENHOFF VAN DER LEUR, D.A., 1958. A study of non-steady flow with special reference to a reservoir coefficient. De Ingenieur 70 B 87-94.
- TROMP, N.W., 1958. Rapport inzake een onderzoek naar de frequenties van afvoeren in het stroomgebied van de Sallandse wateringen. Rijkswaterstaat, Dienst voor de Waterhuishouding.
- VISSER, W.C., 1969. Rules of transfer of water management experience with special reference to the assessment of drainage design constants. Verslagen en Mededelingen Comm. Hydrol. Onderzoek TNO nr 15, pp. 90-149. Techn.Bull. 59. Inst. Land and Water Management Research, 1968.
- 1971. The model of the waterbalance and nutrient up take as a basis for hydrological, agrohydrological and other project. Inst. voor Cultuurtechn. en Waterhuish. Wageningen. Nota nr 617.

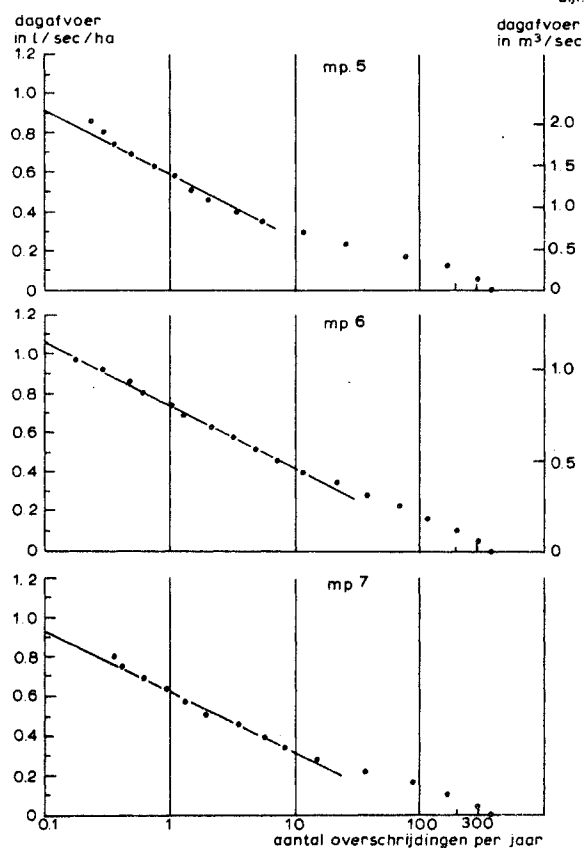


Berekeningsschema als dagwaarden voor afvoer en beekpeil gegeven zijn en eenmaal per week de grondwaterstand is gemeten

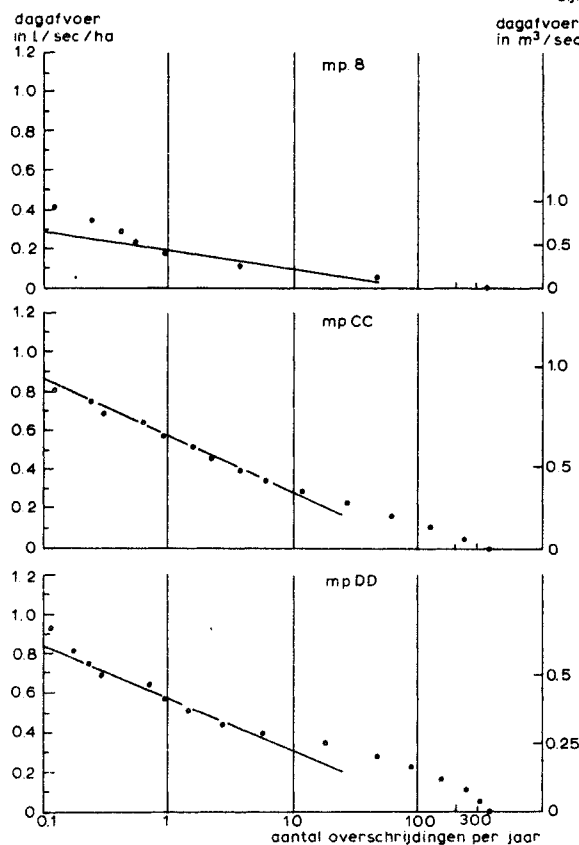
bijl. 2a



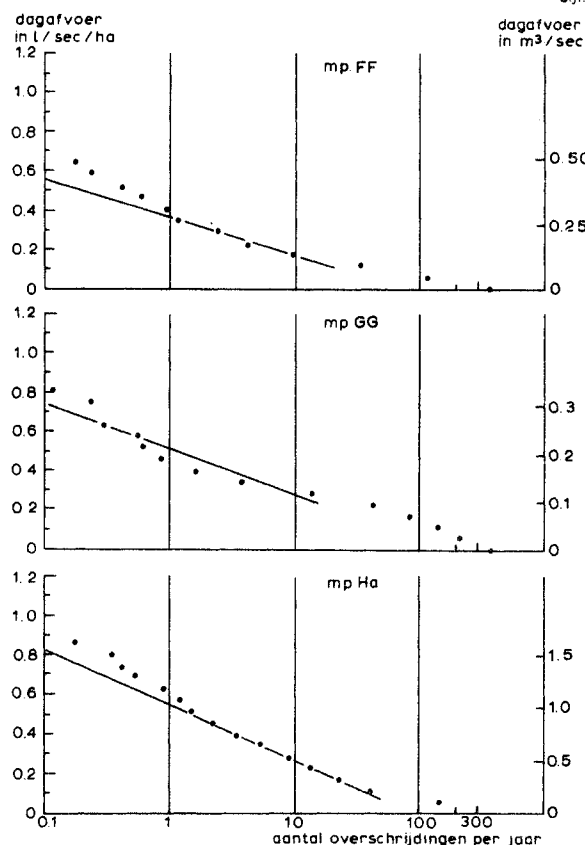
bijl. 2b



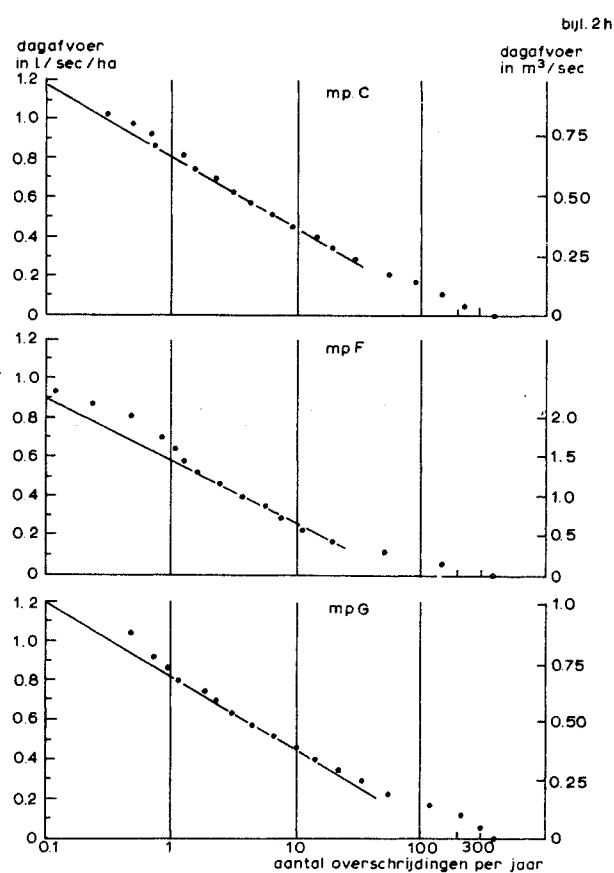
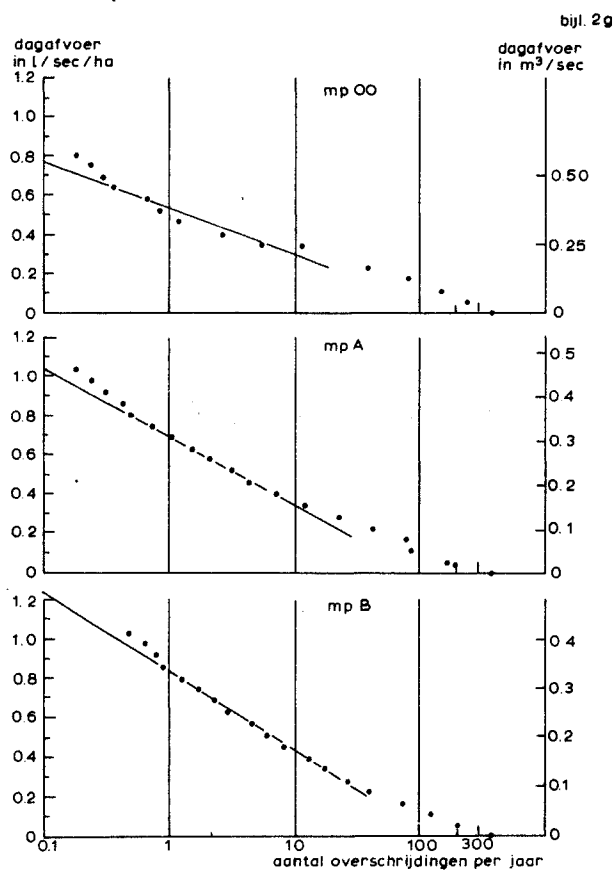
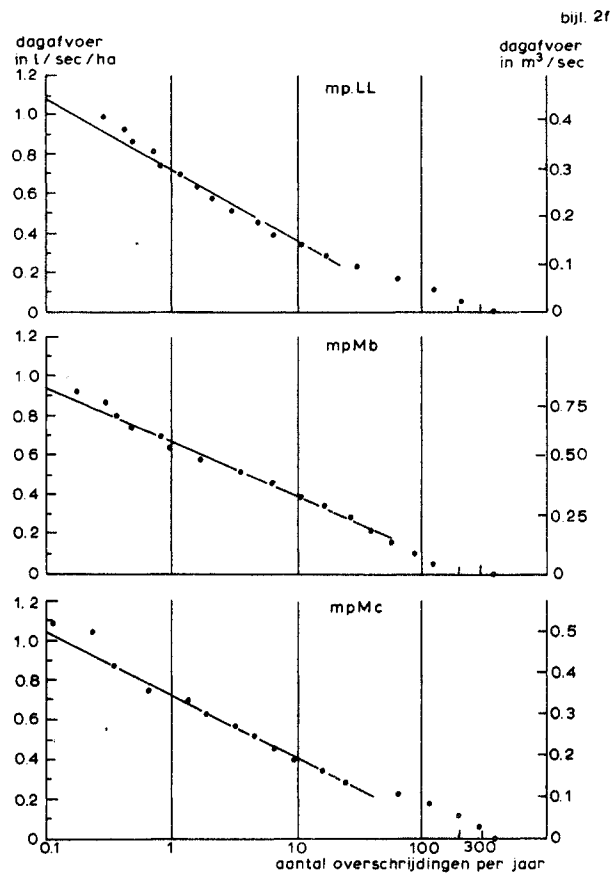
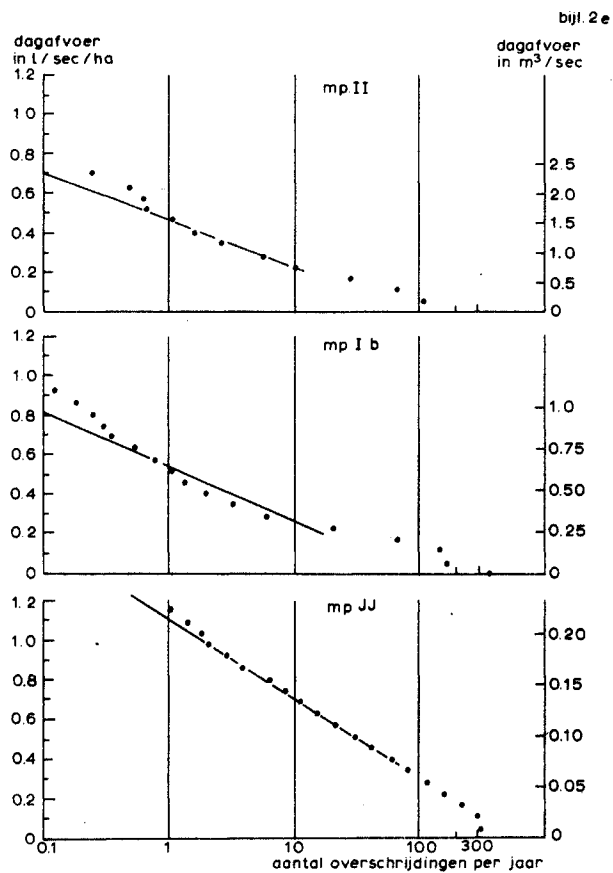
bijl. 2c



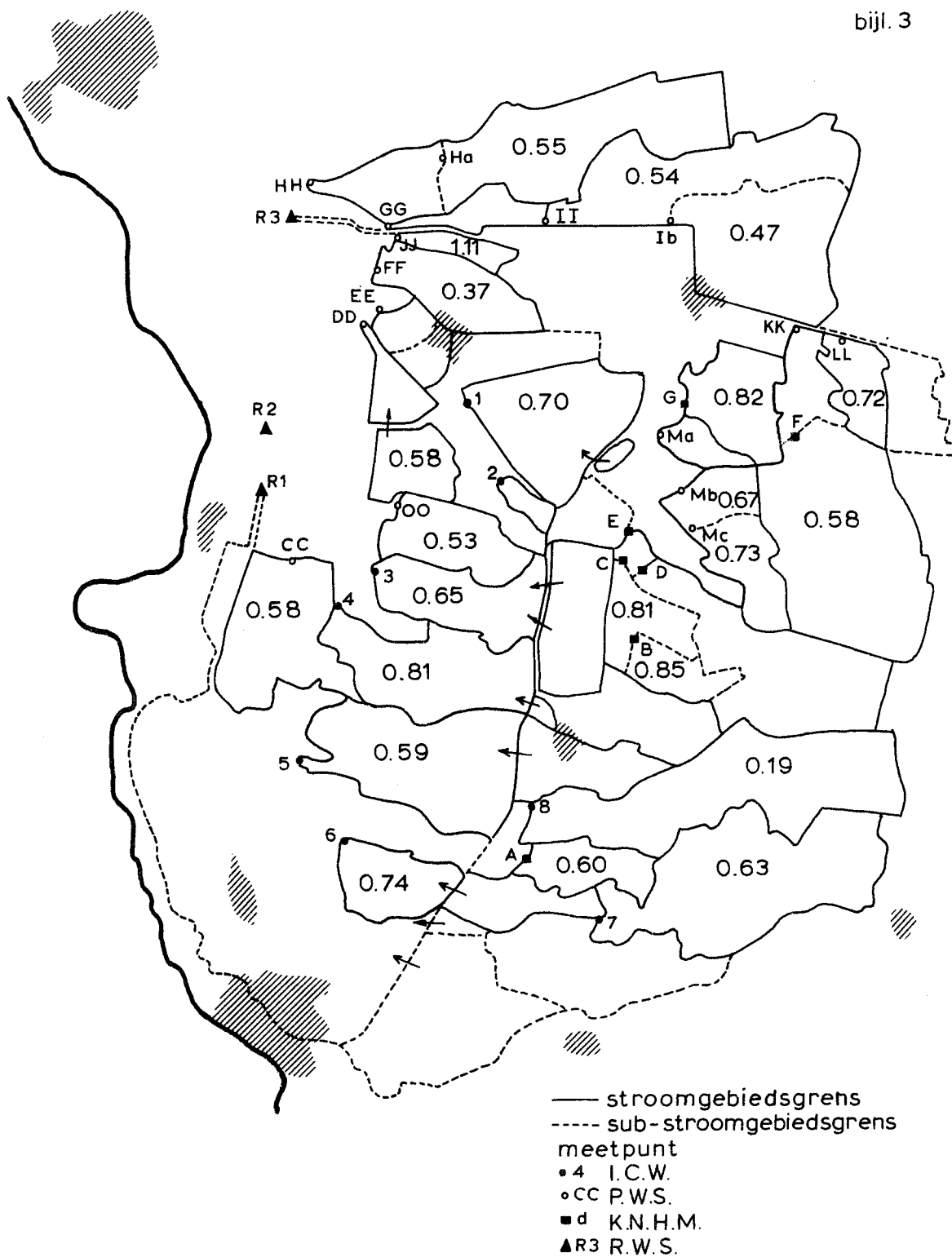
bijl. 2d



# Afvoerfrequenties van 12 registrerende meetpunten



Afvoerfrequenties van 12 registrerende meetpunten



Afvoeren in l/sec/ha die éénmaal per jaar bij een aantal geregis-  
treerde afvoermeetpunten worden overschreden